



UNIVERSIDAD ANDRÉS BELLO

Facultad de Ingeniería

Escuela Ciencias de la Tierra

Carrera de Geología

**PETROGÉNESIS DE GNEISSES MIGMATÍTICOS DE PLAYA LAS CRUCES,  
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

Memoria de pregrado para optar al título de Geólogo

Autor:

Germán Eduardo Huaiquifil Herrera

Profesor guía:

Mauricio Calderón Nettle

Miembros de la comisión:

Francisco Hervé Allmand

Cristóbal Ramírez de Arellano Melo

Santiago de Chile, 2018

## Resumen

El presente trabajo tiene como objetivo verificar la naturaleza migmatítica en que se formaron las rocas que afloran en el balneario de Las Cruces (33°30' Lat. S), ubicado en la costa de Chile Central. Para ello se realizó un estudio petrográfico, se analizó la composición química de los minerales presentes, y con la composición química de roca total de bandas melanocráticas se realizó el modelamiento termodinámico para determinar las condiciones de presión y temperatura de formación. Adicionalmente se realizaron análisis U-Th-Pb en monacita para determinar la edad del evento de metamorfismo de alto grado. En la localidad de Las Cruces afloran tres tipos litológicos principales: gneisses tonalíticos de biotita y granate; gneisses graníticos de biotita y granate; y anfibolitas. En los gneisses tonalíticos se presentan bandas melanocráticas plegadas, con eje de plano axial subparalelo a la foliación principal de los gneisses. La litología de estas bandas corresponde a granofels de granate y biotita con proporciones variables de cordierita, sillimanita y mica blanca retrógrada. Utilizando la composición de elementos mayores de un granofels (muestra FO1563), con la asociación mineral granate-biotita-plagioclasa-cuarzo-ilmenita y fases retrogradadas como mica blanca y clorita, se llevó a cabo el modelamiento termodinámico en el sistema MnNCKFMASHTO con el software Perple\_X. La intersección de isópletas de fracciones molares de Fe, Mg, Ca, y Mn en granate, junto con la razón  $Mg^{+2} / (Mg^{+2} + Fe^{+2})$  en biotita permitieron acotar el "peak" de metamorfismo a una presión de  $4,5 \pm 1$  kbar y temperatura de  $720 \pm 30^\circ C$ , en la transición de facies anfibolita y granulita. Bajo estas condiciones la roca habría experimentado fusión parcial generando un 5-10% de fundido. El fundido generado habría sido extraído y posiblemente formado parte de tonalitas circundantes. En este contexto es posible que la tonalita se haya formado por adición de fundidos trondhjemiticos generados por anatexis de rocas metasedimentarias o granitoides peraluminosos. Se confirma la naturaleza migmatítica de los gneisses en Las Cruces. Debido a la disposición paralela entre bandas melanocráticas (granofels; melanosoma) y leucocráticas (tonalita; leucosoma) se describen como migmatitas de tipo estromáticas; aunque en el sector también ocurren migmatitas nebulíticas. Los análisis de U-Th-Pb en monacita de una muestra de la tonalita y del melanosoma, permite acotar la edad del metamorfismo de alto grado entre 315-300 Ma, correspondiente al Pennsylvaniano (Carbonífero tardío). Los datos generados en este estudio, concuerdan con una fusión parcial de la corteza continental durante el emplazamiento del Batolito de la Costa en el Pennsylvaniano, en el margen de subducción de Gondwana occidental.

## **Agradecimientos**

En primer lugar, agradezco a mi familia, especialmente a mis padres por todo su apoyo y amor incondicional. Por entregarme a lo largo de mi vida valores, cariño, sabiduría y porque siempre puedo contar con ustedes. Simplemente los amo mucho.

Agradezco a mi polola Fabiola Fuentes, por su amor, y ayuda durante el transcurso de esta memoria. Por ser un pilar fundamental en mi vida, y por hacer mis días perfectos. Te amo.

Agradezco al profesor Mauricio Calderón, quien me ha ayudado desde el principio de este trabajo resolviendo dudas, aportando conocimientos, brindándome su amistad y confianza.

A mis compañeros de colegio y de carrera, con los que he compartido tantos momentos agradables y con quienes he formado lindas amistades.

A Matías García y Álvaro Zavala, por su amistad y ayuda durante el transcurso de esta memoria. Agradezco a depósitos terrígenos, el mejor grupo de geología de campo.

Agradezco al cuerpo docente de la Universidad, por los conocimientos compartidos y destacando a las siguientes personas por su contribución en mi formación: Mauricio Calderón, Francisco Hervé, Cristóbal Ramírez, Reinaldo Charrier y Francisco Fuentes.

Agradecimientos al Proyecto FONDECYT # 1130227 a cargo del Sr. Francisco Hervé por financiar este estudio.

## Índice de contenido

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1	Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2	Hipótesis de Trabajo .....	3
1.3	Objetivos .....	3
1.3.1	Objetivo general.....	3
1.3.2	Objetivos Específicos.....	3
1.4	Metodología.....	4
1.5	Ubicación y vías de acceso .....	5
<b>2</b>	<b>ZONA DE ESTUDIO.....</b>	<b>6</b>
2.1	Marco Geotectónico .....	6
2.2	Geología del área de estudio .....	7
<b>3</b>	<b>MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>10</b>
3.1	Fusión parcial durante el metamorfismo de alto grado .....	10
3.2	Migmatitas .....	10
3.3	Datación de monacita en rocas metamórficas .....	16
3.4	Modelamiento termodinámico.....	17
3.4.1	Sistemas químicos y componentes .....	17
3.4.2	Diagramas de fases .....	18
<b>4</b>	<b>GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>20</b>
4.1	Petrografía macroscópica .....	20
4.1.1	Gneisses tonalíticos de biotita y granate .....	20
4.1.2	Gneisses graníticos de biotita y granate .....	21
4.1.3	Anfibolitas .....	22
4.2	Descripción petrográfica microscópica.....	26
4.2.1	Cuerpos melanocráticos.....	26
4.2.2	Gneiss granítico-tonalítico de biotita y granate.....	29
4.2.3	Ortoanfibolitas .....	31
<b>5</b>	<b>QUÍMICA MINERAL.....</b>	<b>32</b>
5.1	Cálculo de fórmulas estructurales .....	32
5.2	Resultados.....	33

5.2.1	Muestra FO1563 (granofels de granate y biotita) .....	33
5.2.2	Muestra FO1564 (Gneiss tonalítico de biotita y granate).....	35
5.2.3	Comparación composicional de minerales .....	35
<b>6</b>	<b>GEOTERMOBAROMETRÍA.....</b>	<b>40</b>
<b>7</b>	<b>GEOCRONOLOGÍA Th-U-Pb EN MONACITA .....</b>	<b>47</b>
7.1	Muestra FO1563 (granofels de granate y biotita) .....	47
7.2	Muestra FO1564 (gneiss tonalítico de biotita y granate) .....	47
<b>8</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>54</b>
<b>9</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>59</b>
<b>10</b>	<b>Referencias .....</b>	<b>61</b>
	<b>ANEXO A: Química de roca total .....</b>	<b>65</b>
	<b>ANEXO B: Descripciones petrográficas microscópicas .....</b>	<b>67</b>
	<b>ANEXO C: Archivo Perple_X.....</b>	<b>73</b>
	<b>ANEXO D: Formulas Estructurales.....</b>	<b>78</b>

## Índice de figuras

Figura 1-1–Mapa general simplificado de la cordillera de la costa, donde se presentan las unidades principales y la zona de estudio (Las Cruces). Modificado de SERNAGEOMIN (2003).....	2
Figura 1-2- Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio, indicada en el recuadro. ....	5
Figura 2-1- Mapa geológico de la zona (modificado de Siña, 1987).....	9
Figura 3-1-Texturas de migmatitas (Mehnert, 1968). a) Estructura tipo brecha en agmatita. b) Estructura tipo red. c) Estructura tipo cúmulos. d) Estructura tipo vena. e) Estructura estromática. f) Estructura dilatación en capas de boudinage. g) Estructura schleiren. H) Estructura nebulítica. ....	13
Figura 3-2- Modelo de migmatitas modificado de Kriegsman (2001). Se muestran las tres etapas: 1) Fusión parcial progradada en protolito que da como resultado restita (meososoma) y fundido ( $A \rightarrow B$ ). 2) Segregación de fundido en capas específicas ( $B \rightarrow C$ ). 3) “Partial back reaction” entre el fundido in situ y restita, para formar el melanosoma y leucosoma ( $C \rightarrow D$ ). ....	15
Figura 4-1–Vista general del área de estudio (localidad de Las Cruces) tomada por un dron. Se observa la disposición entre los cuerpos leucocráticos y los gneisses tonalíticos. Se aprecia plegamiento apretado en bandas melanocráticas. ....	23
Figura 4-2-Vista panorámica de la zona de estudio. Se observa la disposición de los cuerpos melanocráticos en forma de pliegues y bandas paralelas a los gneisses tonalíticos. ....	23
Figura 4-3- Localidad de Las Cruces. a) pliegue de componentes melanocráticos inmersos en gneisses tonalíticos, donde el eje del pliegue tiene orientación $80^\circ/76^\circ S$ . b) textura nebulítica, con cúmulos de granate. c) bandas melanocráticas discontinuas en gneisses tonalíticos. ....	24
Figura 4-4–Punta Lacho-Playa Grande. a) Afloramiento de gneisses graníticos con vetillas aplíticas subparalelas a la foliación $N70^\circ W/75^\circ S$ . b) gneisses graníticos con “ojos” de microclina. c) gneisses graníticos deformados con vetillas de cuarzo plegadas. d) zona con deflexión de foliación en gneisses. e) afloramiento de anfibolitas con foliación	

N60°W/90° y con vetillas paralelas a la foliación. d) diques en gneisses graníticos, con orientación (N40°E/subvertical) paralela a la foliación de los gneisses. ....25

Figura 4-5-Mapa simplificado de la Cruces con los distintos datos de foliación medidos en terreno. ....26

Figura 4-6- Fotomicrografía del granofels de granate y biotita. A) Aspecto general muestra FO1563. B) Aspecto general muestra FO16311. C) Cristales de sillimanita junto a biotita. D) Agregados de mica blanca y clorita. E) Granate fracturado. F) Disposición de biotita intersticial y en cúmulos. NX: Nícoles cruzados, NP: Nícoles paralelos.....28

Figura 4-7- Fotomicrografía de los gneisses granítico y tonalítico. A) y B) Aspecto general de la muestra FO16305. Muestra FO1564. C) Cúmulos de plagioclasa fracturada. D) Cúmulos de plagioclasa y biotita. E) Granate con bordes de biotita. F) Granate fracturado. NX: Nícoles cruzados; Np: Nícoles paralelos. ....30

Figura 4-8- Fotomicrografía de la muestra FO16310 en nícoles cruzados. A) y b) muestran el contacto (línea roja) entre el gneiss tonalítico (1) y el granofels (2). ....31

Figura 5-1- Mapas composicionales de los distintos elementos (Fe, Mn, Mg y Ca) en el granate del granofels de granate y biotita. Colores azules representan concentraciones más bajas, y los colores rojos las concentraciones más altas. La línea morada representa la línea de análisis X-X\* (línea 1), a partir del cual se calculan las fracciones molares de Fe, Mn, Mg y Ca de las fórmulas estructurales respectivas, y que son representadas en el gráfico de abajo. Han sido eliminados los datos erróneos.....37

Figura 5-2- Mapas composicionales de los distintos elementos (Fe, Mn, Mg y Ca) en el granate del gneiss tonalítico de biotita y granate. Los colores azules representan las concentraciones más bajas, y los colores rojos las concentraciones más altas. ....38

Figura 5-3-Composiciones mineralógicas del granofels y del gneiss tonalítico. a) composición de biotita en el diagrama triangular de Deer et al. (1962), donde se aprecia que la biotita del granofels tiene mayor concentración de Mg y menor concentración de Fe, que el gneiss tonalítico. b) diagrama modificado de Deer et al. (1992), representando las composiciones mineralógicas de plagioclasa, con concentraciones más cálcicas para el granofels de granate y biotita. ....39

Figura 6-1—Análisis de microsonda en dos granate del granofels de granate y biotita (muestra FO1563), representados por las líneas X-X\* e Y-Y\*. También se muestran los gráficos composicionales filtrados respectivos de las líneas, donde es posible apreciar líneas horizontales y homogéneas..... 42

Figura 6-2—Intersección de isopletras en el campo P-T, usando una fugacidad de oxígeno de 0,06. .... 43

Figura 6-3—Intersección de isópletras de Fe, Mg, Ca y Mn, y #Mg en biotita. El círculo naranja indica el “peak” metamórfico alcanzado por la roca. Fugacidad de oxígeno de 0,03. .... 44

Figura 6-4-Pseudosección calculada de la muestra FO1563. El círculo naranja indica el peak metamórfico. Abreviaciones minerales son: Bt: biotita; Chl: clorita; Crd: cordierita; Ep: epidota; Fsp: feldespato; Grt: granate; Ilm: ilmenita; Ky: cianita; Mag: magnetita; Mca: mica; Melt: fundido; Omp: omfacita; Opx: ortopiroxeno; Phg: fengita; Qtz: cuarzo; Rt: rutilo; Sil: silimanita; Spn: espinela; St: estaurolita. .... 45

Figura 6-5— Líneas negras punteadas indican la moda de granate, que en la muestra corresponde entre 2-3%. Las líneas rojas indican la cantidad de fundido, donde el “peak” metamórfico (círculo azul) alcanza valores entre 5-10%. .... 46

Figura 7-1- Imágenes de electrones retrodispersados de granos de monacita del granofels y del gneiss tonalítico, donde los círculos rojos indican los puntos de análisis con sus respectivas edades asociadas..... 48

Figura 7-2- Gráfico de cajas con error de 1 sigma y diagrama de densidad de probabilidad (imagen inferior) utilizando Isoplot (Ludwig, 2003) para edades en monacita en el granofels y el gneiss tonalítico. Los rectángulos azules en el diagrama de caja representan datos erróneos. El promedio ponderado de las edades con un error asociado 1 sigma y un intervalo de confianza de 95% para el granofels y el gneiss tonalítico corresponden a  $302 \pm 4.4$  Ma y  $311 \pm 4.7$  Ma, respectivamente..... 53

Figura 8.1- Modelo esquemático de formación de las migmatitas que afloran en Las Cruces (color amarillo), contemporáneo con el emplazamiento del Batolito de la Costa y posiblemente formadas en los márgenes del plutón. .... 58



## Índice de tabla

Tabla 1 -Composición mineral de granate y biotita representativas de la muestra FO1563, con sus respectivas fórmulas estructurales. Además, se muestran las fracciones molares de Fe, Mg, Ca y Mn en granate, y el #Mg en biotita, utilizadas en el cálculo de isópletas. .... 41

Tabla 2- Datos de análisis en monacitas de la muestra FO1563, con sus respectivos parámetros asociados..... 49

Tabla 3- Datos de algunos análisis en monacita de la muestra FO1564, con sus respectivos parámetros asociados..... 51

Tabla 4-Química de roca total de las muestras FO1563 y FO1564 realizada con XRF. FO1563\* corresponde a la química recalculada para la construcción de la pseudosección..... 66

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Formulación del estudio propuesto

La evolución geodinámica de la Cordillera de la Costa de Chile central se encuentra principalmente ligadas a procesos de subducción, que dio lugar a un batolito y un complejo acrecionario que se desarrolló durante el Carbonífero Superior (Hervé et al., 2013; Deckart et al., 2014). Este último aflora desde la latitud de Pichilemu (34°S) hacia el sur, y presenta características de un cinturón metamórfico pareado (*sensu* Miyashiro, 1961), en el cual se distingue dos franjas de orientación NS, denominados Serie Oriental (alta temperatura/baja presión) y Serie Occidental (baja temperatura/alta presión), que difieren en grado metamórfico y protolitos (Aguirre et al., 1972).

Al norte de este cinturón metamórfico, se encuentra la localidad de Las Cruces (~33°30' Lat. S), en la región de Valparaíso. La geología del sector está compuesta de granitoides pertenecientes al Batolito de la Costa de edad Pennsylvaniano, y rocas metamórficas, gneises graníticos de biotita+granate y ortoanfibolitas, cuyos protolitos serían las mismas rocas del batolito de la costa (Siña, 1987; Creixell et al., 2006).

Los granitoides se encuentran como diques o cuerpos tabulares concordantes y/o discordantes a la foliación principal de los gneisses. En la localidad misma de Las Cruces estas rocas se presentan como bandas melanocráticas y leucocráticas paralelas, con una asociación mineral que incluye granate, cordierita, sillimanita, biotita, cuarzo y plagioclasa, representando una asociación mineral de alta temperatura, cercana al estado migmatítico (Creixell et al., 2006).

La asociación mineral, estructura y textura de las rocas sugieren que posiblemente se trate de un complejo migmatítico cuyo origen involucró la fusión

parcial de esquistos y/o gneises pelíticos en la corteza continental. La problemática de este trabajo se centra en el estudio del metamorfismo de gneisses y/o posibles migmatitas de playa Las Cruces. Se intentarán responder las siguientes preguntas:

- 1) ¿Cuáles fueron las condiciones metamórficas de presión y temperatura de recristalización de los gneisses pelíticos?
- 2) ¿Son las rocas graníticas el producto de cristalización de segregaciones magmáticas formadas por fusión parcial de metasedimentos?
- 3) ¿Cuál es la edad de metamorfismo de alto grado?
- 4) ¿La geometría de los cuerpos tabulares de granitoides corresponden a la de una zona de extracción de fundidos anatéticos, como ocurre en zonas de cizalle?
- 5) ¿A qué tipo de ambiente geodinámico se asocia el evento de fusión parcial de los metasedimentos?

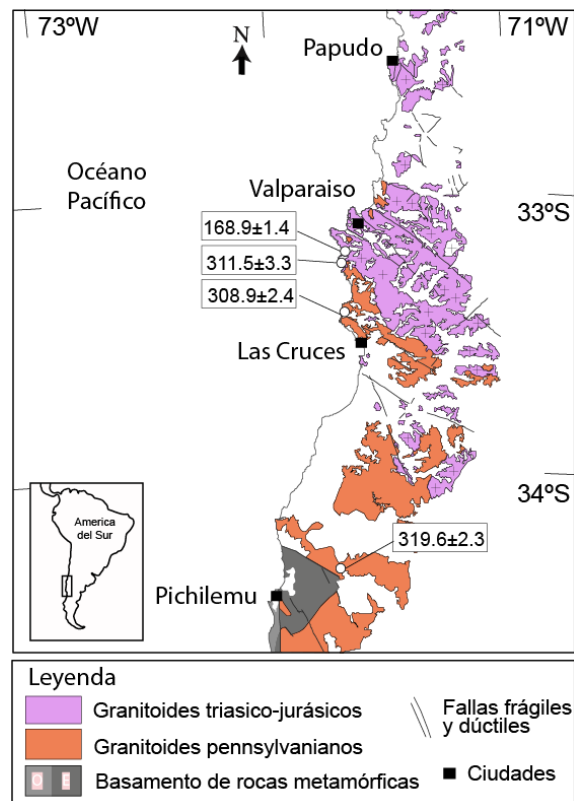


Figura 1.1—Mapa general simplificado de la cordillera de la costa, donde se presentan las unidades principales y la zona de estudio (Las Cruces). Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

## **1.2 Hipótesis de Trabajo**

El estudio propuesto se enmarca en la siguiente hipótesis de trabajo:

El complejo de gneisses y granitoides que se encuentra en la playa Las Cruces registra los procesos de deformación y fusión parcial o anatexis de rocas metasedimentarias en las raíces de un arco magmático que se desarrolló en el margen continental de Gondwana sudoccidental.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo general**

Obtener e interpretar datos estructurales, mineralógicos y geoquímicos de las rocas pertenecientes a la localidad de playa Las Cruces, para establecer un modelo conceptual que explique la formación de estas rocas.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

1- Realizar estudio petrográfico de secciones delgadas de las rocas metamórficas correspondientes a los gneisses, para establecer asociaciones minerales y relaciones texturales entre los diferentes tipos litológicos.

2- Realizar estudios microestructurales y establecer la composición química de minerales mediante análisis de difracción de rayos X (XRD) y microsonda.

3- Cuantificar las condiciones de presión y temperatura del “peak” metamórfico, mediante modelamiento termodinámico y construcción de pseudosecciones, utilizando software Perple\_X (Connolly, 1990).

4- Determinar la edad del evento metamórfico de alto grado experimentado por las rocas de Las Cruces.

## 1.4 Metodología

**Recopilación de información previa:** consistió en la compilación y análisis de antecedentes bibliográficos, estudios y datos anteriores de la zona, además de material bibliográfico referido a estudios de migmatitas.

**Campaña de terreno:** se realizaron 3 campañas de terreno durante los meses de octubre y diciembre del 2016. Se llevó a cabo un reconocimiento y muestreo de afloramientos a lo largo de la playa Las Cruces, medición de datos estructurales (especialmente foliación), descripción petrográfica de las distintas litologías, reconocimiento de estructuras y toma de muestras de roca.

**Petrografía:** se realizaron cortes transparentes de muestras obtenidas en terreno. Mediante microscopios polarizados del Laboratorio de Geología de la Universidad Nacional Andrés Bello, se identificaron las asociaciones minerales y las relaciones texturales.

**Química mineral:** dos muestras representativas de las litologías de la zona de estudio: muestra FO1563 (cuerpo melanocrático) y FO1564 (cuerpo leucocrático), fueron enviadas a Alemania financiadas por el proyecto FONDECYT # 1130227, para análisis de microsonda y difracción de rayos X. Se realizó construcción de pseudosecciones, y comparación mineralógica de granate, plagioclasa y biotita entre ambas muestras.

**Geocronología:** En las muestras FO1563 y FO1564, se realizaron dataciones radiométricas, en monacita (método U-Pb), a fin de constreñir la edad de ambas rocas.

**Modelamiento termodinámico:** utilizando software Perple\_X se modeló la química de la muestra FO1563 correspondiente al cuerpo melanocrático. Además, se

utilizaron isopletas de granate (una fase relictas del metamorfismo de alto grado), a fin de determinar las condiciones del “peak” metamórfico alcanzado por la roca.

### 1.5 Ubicación y vías de acceso

El sector de estudio se localiza en la Cordillera de la Costa. Específicamente, en el sector de playa Las Cruces (~33°30' Lat. S), ubicado en la región de Valparaíso, entre las localidades de El Tabo y Cartagena.

Desde la ciudad de Santiago a la zona de estudio, se puede acceder por la ruta 78 en sentido hacia la costa, llegando a Cartagena. Luego se toma la ruta G-94-F hacia el norte y finalmente la ruta G-98-F en sentido hacia la costa hasta llegar a la playa Las Cruces. También se puede acceder por la ruta 68 en sentido hacia la costa llegando a la ciudad de Casablanca. Luego se toma la ruta F-90 hasta llegar a la ciudad de Algarrobo, y finalmente se toma la ruta G-98-F o G-94-F, en sentido hacia el sur hasta llegar al lugar de destino (Figura 1.2).



Figura 1.2- Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio, indicada en el recuadro.

## **2 ZONA DE ESTUDIO**

### **2.1 Marco Geotectónico**

La evolución del margen occidental de Gondwana involucró procesos como acreción, extensión y subducción. Durante el Proterozoico y Paleozoico ocurrió la acreción sucesiva de terrenos alóctonos que colisionaron con el margen y constituyeron el borde occidental del megacontinente (Charrier et al., 2007).

El ciclo tectónico Gondwánico (Devónico tardío-Pérmico temprano) ocurrió sobre un espacio de tiempo alrededor de los 40-50 Ma, durante el ensamblaje continental de Gondwana (Charrier et al., 2007). Este ensamblaje ocurrió durante tasas de convergencia rápidas ligadas a procesos de subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el margen occidental de Gondwana, determinando el desarrollo de las siguientes unidades morfoestructurales, de oeste a este: un prisma de acreción, una cuenca de antearco, un arco magmático, y una cuenca de retroarco (Charrier et al., 2007). En la última etapa del ensamblaje ocurrió el levantamiento del margen continental y la acreción del prisma (Charrier et al., 2007). Este último se desarrolló entre el Carbonífero y el Pérmico (Hervé et al., 1981), y muestra características de un cinturón pareado metamórfico (Miyashiro, 1961), en el que se distinguen dos franjas N-S que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se les ha llamado Serie Oriental (AT/BP) y Occidental (BT/AP) (Godoy, 1970; Aguirre et al., 1972).

El crecimiento del complejo acrecionario y la sedimentación en la parte trasera del prisma fue cercano en tiempo y espacio, donde el emplazamiento del batolito del Paleozoico Tardío ocurrió en las últimas etapas de esta evolución.

Entre el Pérmico tardío- Jurásico temprano, se caracteriza por procesos de extensión y de rifting a escala continental, y por una pausa en su mayoría en la subducción y deriva continental (Charrier et al., 2007). Estas condiciones favorecerían la acumulación de calor en el manto superior, fusión de la corteza inferior y producción de grandes cantidades de magma, los cuales se concentraron principalmente en los bordes del supercontinente (Mpodozis y Kay, 1992).

Durante el Jurásico temprano, comienza el desmembramiento de Gondwana, con el primer punto caliente y centro dispersor CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) alrededor de los 200 Ma (Mpodozis y Ramos, 2008) y que separó América del sur y del norte, seguidamente el centro dispersor Karoo, a partir del cual comenzó la separación entre el Gondwana occidental y oriental abriendo el océano indico (Duncan et al., 1997) , y culminó con la fragmentación del megacontinente por el centro dispersor de Paraná (Renne et al., 1992), partir del cual se separa América del sur y África durante el Cretácico.

Durante el Jurásico temprano se reactiva la subducción, como consecuencia del punto caliente Karoo (Mpodozis y Ramos, 2008) y se desarrolla el arco Jurásico. La evolución de este margen convergente ocurrió bajo un régimen de deformación extensional hasta el Cretácico (Schuber y Gonzáles, 1999), y posteriormente por episodios extensionales separados unos de otros por episodios de deformación contraccional, que parecen ser por incrementos y desincrementos en la tasa de la placa convergente (Charrier et al., 2007).

## **2.2 Geología del área de estudio**

El sector de estudio se localiza en la Cordillera de la Costa. Específicamente, en el sector de playa Las Cruces (~33°30' Lat. S), ubicado en la región de Valparaíso, entre las localidades de El Tabo y Cartagena.

La zona cuenta con la presencia de rocas granitoidicas pertenecientes al Batolito de la Costa, con una edad Carbonífera tardía alrededor de los 300 Ma en base a dataciones radiométricas (Godoy y Loske, 1988; Hervé et al., 1988; Gana y Tosdal, 1996). En estos granitoides Muñoz Cristi (1964), distinguió una predominancia de tonalitas, con presencia subordinada de granitos, granodioritas y dioritas. Las rocas en general presentan una foliación magmática sinplutónica NW-SE a E-W, donde las composiciones más máficas presentan una mayor proporción de enclaves de formas lenticulares máficos orientados, la cual va acompañada por el alineamiento de minerales planares como biotita y plagioclasa en los granitoides (Siña, 1987).



En la localidad de Las Cruces, además de granitoides, existe una predominancia de rocas metamórficas (gneisses y anfibolitas), que fueron primeramente descritas por Muñoz Cristi (1964), y posteriormente estudiadas por diversos autores entre estos Siña (1987), Sanhueza (1999) y Creixell et al., (2006). Estas rocas presentan una foliación de rumbo NW-SE a ENE-WSW y manteos subverticales, con lineaciones minerales que buzan hacia el sur, y su formación ha sido interpretada como un metamorfismo dinámico postplutónico que afectó a rocas intrusivas del Batolito de la Costa (Siña, 1987).

Los gneisses de biotita y granate fueron descritos por Muñoz Cristi (1964) como un componente de gneisses de inyección con estructura bandeada, definida por una variable concentración de minerales máficos. Afloran de manera continua en Las Cruces y presentan intercalaciones cuarzo feldespáticas negras y grises (Figura 2.1), las cuales se disponen como bolsones o bandas desgarradas y/o plegadas isoclinalmente, con plano axial paralelo a la foliación (N82°W/84°S) (Siña, 1987). Creixell (2007) las define como rocas con textura granoblástica y lepidoblástica, con variable foliación y lineamiento con una tendencia de manteos al sur. En Las Cruces, estos gneisses muestran una foliación cercana E-W y algunos bordes dúctiles de alto strain, cortadas por vetillas graníticas.

Al nor-oeste de la localidad de Las Cruces, en las puntas El Lacho, Tres Cruces y La Puntilla (Figura 2.1), afloran cuerpos decimétricos de ortoanfibolitas intercaladas en los gneisses graníticos de biotita y granate. Algunos de estos cuerpos están plegados concordantemente con la foliación de los gneisses (N82W/84S). Los contactos entre estas ortoanfibolitas y los ortogneisses son tajantes y nítidos (Siña, 1987).

Las rocas metamórficas presentan porfiroblastos de granate y cordierita, además de silimanita, biotita, cuarzo y plagioclasa, representando una asociación de alta temperatura, cercana al estado migmatítico (Creixell et al., 2006).

La edad de las rocas metamórficas de Las Cruces ha sido determinada por una isócrona Rb-Sr de roca total de  $162 \pm 48$  Ma, esto en conjunto a una edad K-Ar en

biotita de  $159 \pm 5$  Ma en Cartagena (Hervé et al, 1988), y que han sido interpretadas como resultado de una perturbación termal por intrusivos jurásicos (Cordani et al., 1976; Gana y Tosdal., 1996).

Adicionalmente se encuentran lamprófidos a lo largo de toda el área constituyendo filones máficos, que intruyen a los tipos litológicos anteriores, con dos orientaciones principales N30°W y E-W y con una potencia varía entre 10 cm y 4m (Siña, 1987). Dataciones K-Ar han arrojado valores entre 180 y 115 Ma. (Hervé et al., 1985).

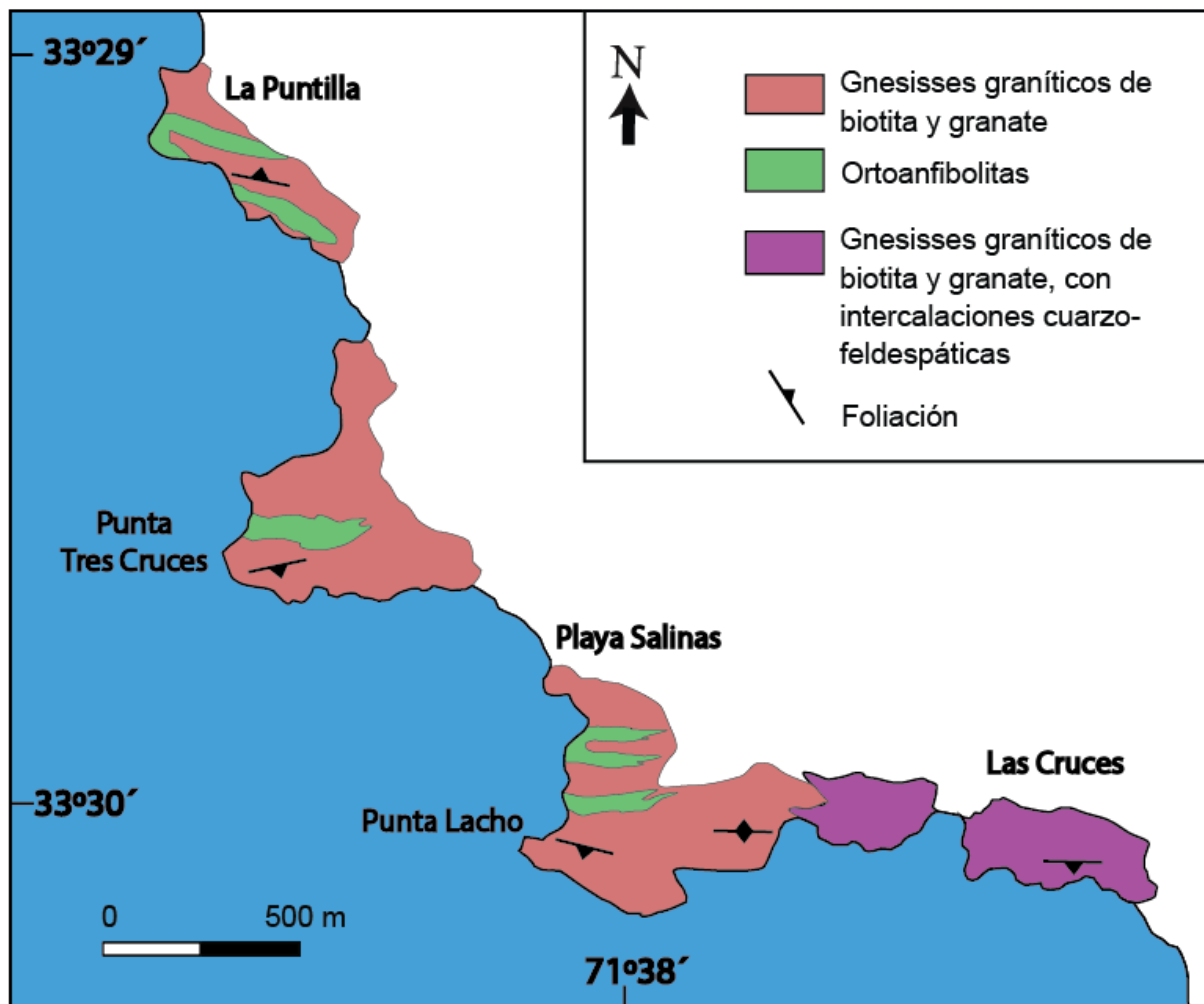


Figura 2.1- Mapa geológico de la zona (modificado de Siña, 1987).

### **3 MARCO TEÓRICO**

#### **3.1 Fusión parcial durante el metamorfismo de alto grado**

Una gran cantidad de rocas comienzan a fundirse a temperaturas por sobre los 650°C, en la presencia de agua libre (fusión saturada en agua). La fusión parcial durante metamorfismo de alto grado es conocida como anatexis. Rocas formadas de la anatexis son denominadas migmatitas, y ocurren en grandes áreas de metamorfismo regional de alto grado, o cercano a aureolas de metamorfismo de contacto. Ocurren en una gran variedad de composición de rocas, del rango de metapelitas, de félsicas a máficas. A altas temperaturas, la fusión es promovida por la contribución de agua en las estructuras de minerales como muscovita y biotita en metapelitas, y de hornblenda principalmente en rocas máficas, incluso en la ausencia de agua libre (fusión subsaturada en agua). Para ambos casos, la fusión saturada y subsaturada en agua, el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa forman un fundido félsico, y algunos componentes máficos podrían entrar al fundido para el caso de las altas temperaturas (Vernon y Clarke, 2008).

#### **3.2 Migmatitas**

Sederholm (1907) introduce el término migmatita para “rocas mixtas”, refiriéndose a una mezcla aparente de componentes ígneos y metamórficos, y que más tarde las describe como rocas formadas por procesos de fusión parcial.

Las metapelitas podrían empezar a fundirse parcialmente alrededor de los 650°C dependiendo de las presiones, y serían fundidas antes que otras composiciones, las rocas que se funden primero se denominan fértiles (Sawyer, 2008). En una porción heterogénea de la corteza, la fusión parcial tendrá mayor desarrollo en unas capas comparadas con otras

La definición de migmatita según Sawyer (2008) es: roca fundida en grado metamórfico medio-alto en áreas que pueden ser heterogéneas en escala

microscópica a macroscópica, y que consisten en dos o más partes petrológicas diferentes. Dentro de las partes de las migmatitas se identifican las siguientes:

**Neosoma:** parte de una migmatita por, o reconstrucción por, fusión parcial. El neosoma podría o no, tener segregación en cual fracciones fundidas y sólidas se separan.

**Residuo o restita:** la parte del neosoma que es predominantemente sólida que queda después de una fusión parcial y la extracción de algo, o todo, de la fracción fundida. Microestructuras que indiquen fusión parcial pueden estar presentes.

**Leucosoma:** la parte más clara del neosoma en una migmatita, constituida principalmente por feldespato y cuarzo. El leucosoma es la parte segregada de la migmatita derivada de la fusión parcial. Puede contener microestructuras que indican cristalización a partir de un fundido o magma. No necesariamente tiene la composición del fundido anatómico, cristalización fraccionada y separación del fundido fraccionado podrían ocurrir.

**Melanosoma:** la parte de color más oscuro del neosoma en una migmatita rica en minerales oscuros tales como biotita, granate, cordierita, ortopiroxeno, hornblenda o clinopiroxeno. El melanosoma es La fracción sólida residual (es decir, residuo) dejada después que se ha extraído alguna o la totalidad de la fracción de fundido, y que ha experimentado recristalización en contacto con el leucosoma (Kriegsman, 2001).

**Paleosoma:** la parte no neosoma de una migmatita que no fue afectada por fusión parcial (Olsen, 1985) debido a su composición, y en la cual estructuras (como foliación, pliegues y estratificación) anteriores a la fusión parcial se preservan. Las microestructuras (tamaño, forma y orientación de los granos) se mantienen sin cambios, o ligeramente crecimiento del tamaño de los granos en estado subsólido.

Una definición más reciente de Winter (2010) define a las migmatitas como rocas de alto grado metamórfico, que experimentan un grado de fusión parcial y

desarrollan segregaciones félsicas. Poseen un componente esquistoso oscuro, denominado melanosoma (minerales máficos), que se encuentra íntimamente asociado con capas centimétricas o vetas más claras, de grano grueso y pobre en material esquistoso, llamado leucosoma (minerales félsicos). El término paleosoma o (mesosoma) se refiere al material de las migmatitas con características intermedias entre el leucosoma y melanosoma, y ha sido interpretado como parte original de la roca que no ha sido afectado por la migmatización (Winter, 2010).

Las migmatitas representan la culminación del metamorfismo de alto grado de rocas en condiciones más hídricas que las que caracterizan la facie granulita. Estas se desarrollan mayormente en metapelitas, pero también ocurren en arenisca metamorizadas, sedimentos arkósicos, rocas máficas y granitoides. Su clasificación se basa en la relación entre el leucosoma y el melanosoma, los tipos más comunes son:

Agmatita: numerosos bloques de paleosoma son rodeados por subordinadas y estrechas venas de leucosoma (Figura 3.1 a).

Estructura tipo red: el leucosoma forma una red aleatoria de venas que separan bloques irregulares de melanosoma, y que son acompañadas por cizalle (Figura 3.1 b).

Estructura tipo cúmulos: similares a la agmatitas, pero menores, más redondeadas, y comúnmente cizalladas (Figura 3.1 c).

Migmatitas tipo vena: similares a las estructuras tipo red, pero sin cizalle (Figura 3.1 d).

Migmatitas estromáticas: el tipo más común, en cual el leucosoma forma capas concordantes que son comúnmente paralelas a la esquistosidad del melanosoma. Son raramente continuas, y típicamente mueren y/o son cortadas por el melanosoma a través de su largo (Figura 3.1 e).

Estructura de dilatación: el leucosoma llena las aberturas de capas competentes estiradas (Figura 3.1 f).

Estructura Schleiren: donde vetas irregulares de melanosoma, estiradas o cizalladas son cónicas en sus extremos (Figura 3.1 g).

Nebulítica: el leucosoma ocurre como forma de parches irregulares que gradan dentro del melanosoma (Figura 3.1 h).

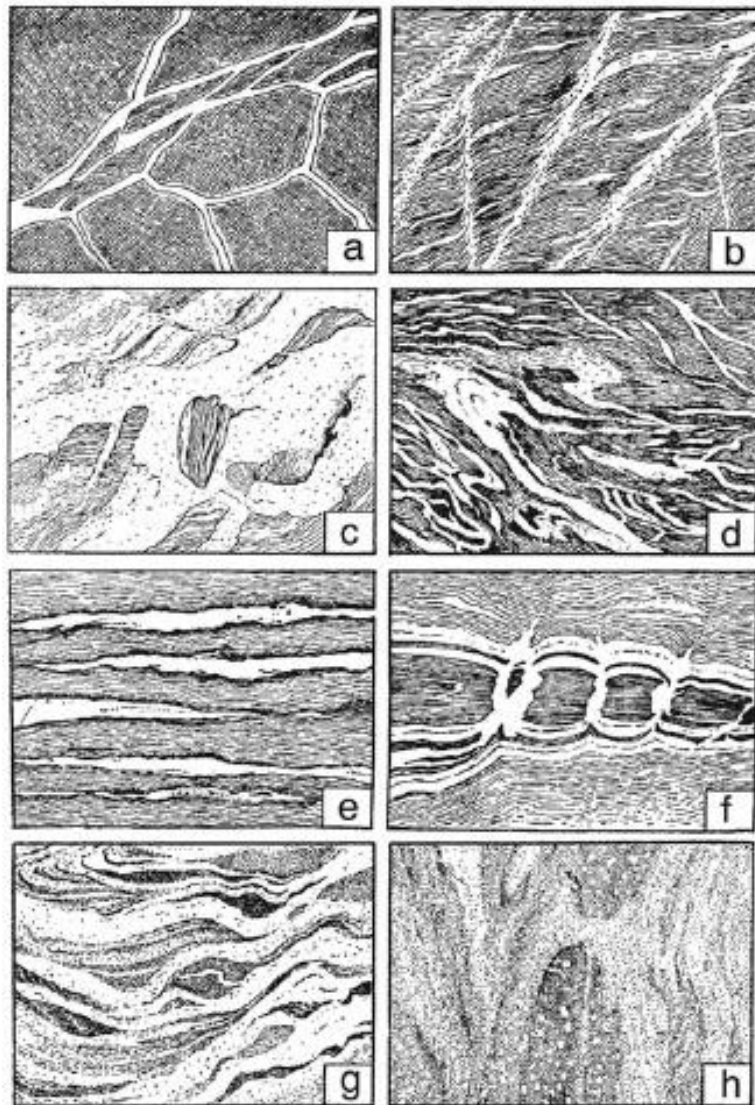


Figura 3.1-Texturas de migmatitas (Mehnert, 1968). a) Estructura tipo brecha en agmatita. b) Estructura tipo red. c) Estructura tipo cúmulos. d) Estructura tipo vena. e) Estructura estromática. f) Estructura dilatación en capas de boudinage. g) Estructura schleiren. H) Estructura nebulítica.

El origen de las migmatitas ha sido controversial, hay tres teorías principales:

- 1.- Las migmatitas son formadas por la inyección de leucosoma granítico dentro de rocas oscuras y esquistosas de alto grado.
- 2.- Se forman por fusión parcial localizada. El primer fundido es de composición granítica, que dará origen al leucosoma. El melanosoma es generalmente considerado por ser la restita, o un residuo refractario desde donde el fundido fue extraído.
- 3.- Las migmatitas son creadas por diferenciación metamórfica o crecimiento metasomático del leucosoma, y no hay fundido.

Kriegsman (2001), propone un modelo para migmatitas anatécicas que involucra cuatro procesos sucesivos: 1) fusión parcial prograda y pequeñas segregaciones dentro de dominios ricos en fundido y dominios restíticos. 2) Extracción de fundido parcial. 3) reacciones retrogradas parciales ("back partial reaction") entre cristalización in situ del fundido y la restita. 4) Cristalización del fundido restante en el solidus, liberando volátiles.

Este modelo combina los cuatro sucesos sucesivos, y asume: 1) Fusión parcial afecta a todos los elementos de la migmatita. 2) Sistema cerrado, excepto para el influjo de fluidos y escape de fluido/ fundido (extracción). 3) reacciones retrógradas, afecta a todos los elementos texturales de una migmatita. Por lo que, el modelo incorpora tres procesos parciales operando en migmatitas, como se describe a continuación:

Etapas 1: Fusión parcial: protolito → restita (mesosoma)+fundido

Etapas 2: Segregación parcial de fundido.

Etapas 3: Reacción parcial retrograda (partial back reaction).

- a) Entre fundido segregado+ restita adyacente → leucosoma+melanosoma.
- b) Entre restita (mesosoma) y el último fundido remanente → composición final del mesosoma.

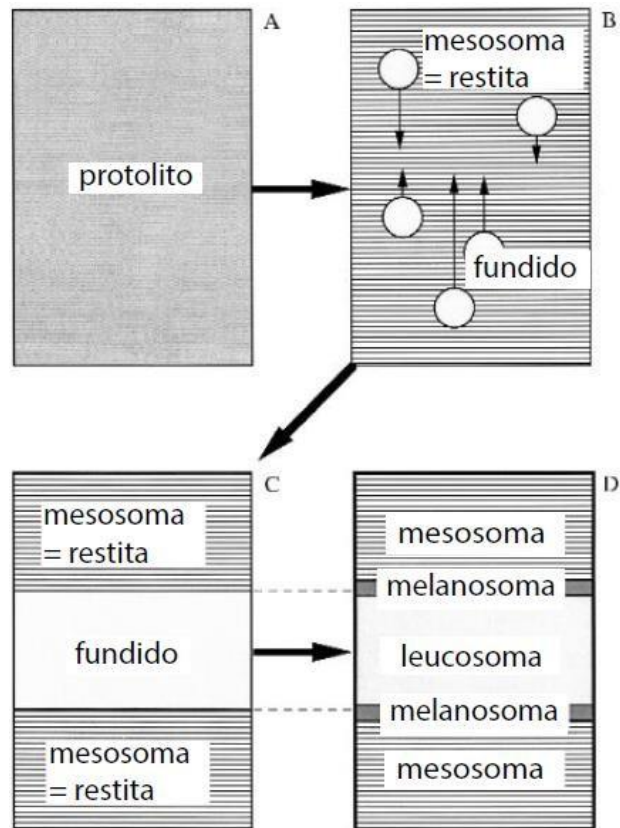


Figura 3.2- Modelo de migmatitas modificado de Kriegsman (2001). Se muestran las tres etapas: 1) Fusión parcial progradada en protolito que da como resultado restita (mesosoma) y fundido (A→B). 2) Segregación de fundido en capas específicas (B→C). 3) "Partial back reaction" entre el fundido in situ y restita, para formar el melanosoma y leucosoma (C→D).

Un análisis grafico simple sugiere que texturalmente "partial back reaction" entre el fundido y la restita podría ocurrir si se ven favorecidas ciertas condiciones: 1) fusión incongruente, ausencia de fluido. 2) cristalización por encima del solidus y 3) escape incompleto de fundido.

El mejor criterio textural para reconocer la ocurrencia de "partial back reaction" es el crecimiento de una asociación mineral que contenga una fase hidratada separando el leucosoma de las fases incongruentes (peritéticas) producidas durante la temprana fusión parcial (Kriegsman, 2001).



### 3.3 Datación de monacita en rocas metamórficas

Monacita es un fosfato de las tierras raras Cerio-Lantano que es común en muchas rocas ígneas y metamórficas. Es usado en geocronología porque contiene grandes cantidades de uranio y torio que decaen radioactivamente a plomo, por lo mismo es usado para dataciones U-Pb. Es extremadamente reactivo durante el metamorfismo y fusión parcial (Bea et al., 1997), y está presente en una gran variedad de rocas tales como: granitos peraluminosos, granitos metaluminosos, esquistos metapelíticos y gneisses, haciéndolo muy útil para entender procesos metamórficos.

La monacita puede involucrarse en reacciones metamórficas con otros minerales mayores (Smith y Barrreiro, 1990) y minerales menores (Pyle y Spear, 1999), y puede ser afectado por alteración hidrotermal. Tales interacciones resultan típicamente en zonaciones de elementos trazas mayores y menores en minerales (Lanzirotti, 1995), siendo marcadores geoquímicos de crecimiento y ruptura durante el metamorfismo.

Monacita puede ser datada usando una microsonda iónica o ablación laser fácilmente, de una manera similar al circón, donde la contaminación temprana del plomo puede ser detectada. Puede ser también analizada con una microsonda electrónica (Montel et al., 1996). Al igual que en el circón, imágenes de microscopio electrónico de barrido (SEM, por su abreviación en inglés) en monacita son crucial para revelar complejidades internas de eventos únicos o múltiples de crecimiento.

Mapas composicionales y dataciones de monacita con microsonda electrónica es una técnica prometedora para calcular tiempos absolutos de procesos metamórficos y foliaciones, y provee una evidencia firme para construir trayectorias P-T-D-t, porque la difusión de elementos mayores y menores es extremadamente lenta en monacita, pudiendo retener información química y geocronológica durante eventos metamórficos más jóvenes (Williams y Jercinovic, 2002).

### **3.4 Modelamiento termodinámico**

Una extensión del modelo de equilibrio es la aplicación del equilibrio termodinámico para inferir, de una manera cuantitativa, las variables extensivas impuestas en la roca durante la formación de sus asociaciones minerales (Vernon y Clarke, 2008). Para el cálculo de equilibrio mineral de microestructuras representativas, se utilizan programas tales como Perple\_X (Connolly y Kerrick, 1987; Connolly, 1990).

Los cálculos de fases de equilibrio dependen de la suposición de que el equilibrio es alcanzado entre las fases involucradas. El estado de equilibrio químico involucra fases minerales coexistentes con o sin fluido y/o fundido, alcanzando la menor configuración de energía libre para un conjunto dado de condiciones P-T-X. Se asume que el equilibrio es mantenido durante una serie de cambios hasta que, en algún punto, la asociación es cerrada y la roca retorna a la superficie de la tierra. El equilibrio químico podría ser alcanzado en una escala restringida, y esta podría cambiar (Vernon y Clarke, 2008).

#### **3.4.1 Sistemas químicos y componentes**

Cambios metamórficos pueden ser modelados en un sistema químico compuesto de un set de N componentes que dan cuenta de las mayores variaciones químicas en el sistema, incluyendo algún fluido o fundido presente en los límites de los granos. Por ejemplo, muchos de los cambios en las rocas metapelíticas pueden ser modeladas usando los componentes químicos  $K_2O$ - $FeO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  (KFMASH). Este sistema describe los intercambios de iones mayores y/o reacciones de transferencias neta responsables de los cambios subsólidos en la composición mineral en asociaciones en tales rocas (Vernon y Clarke, 2008). Sistemas mayores incorporan el  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  y  $CaO$  cuando estos son requeridos.

### 3.4.2 Diagramas de fases

Diagramas de fases son representaciones de equilibrio mineral en un modelo de sistema químico definido, y desde un punto de vista petrológico, son contruidos para interpretar microestructuras y composiciones minerales. Perple\_X (connolly y Kerrick, 1987; Connolly, 1990), utiliza bases de datos termodinámicas para calcular equilibrio de fases entre minerales con soluciones sólidas, creando rápidamente una amplia variedad de diagramas de fase y pseudosecciones, estas últimas corresponden a diagramas de fase que incluyen solo las reacciones experimentadas por una composición total en particular. Permite una fácil estimación de las propiedades de la roca y minerales en función de las condiciones de presión, temperatura y composición.

Para los distintos cálculos, Perple\_X se centra en la definición de la menor energía libre, si bien esto último resulta complicado debido a que muchos minerales tienen solución sólida y cambios de energía asociados a cambios en sus composiciones. Perple\_X hace frente a esta problemática creando una subdivisión de cada mineral en un gran número de pseudo-componentes. La energía de cada pseudo-componente es determinada anticipadamente, siendo una función de la presión y temperatura (Connolly y Kerrick, 1987, Connolly, 1990).

Perple\_X tiene la capacidad de elegir entre una gran variedad de base de datos termodinámicos que dan propiedades de una amplia gama de miembros extremos, y modelos de actividad que describen como las energías de los miembros extremos, contribuyen a las energías de composiciones intermedias.

Las aplicaciones de Perple\_X en los cálculos de diagrama de fases son:

- Proyecciones que muestran puntos estables invariantes y líneas de reacciones univariantes para todas las composiciones totales en un sistema modelos, como, por ejemplo, una grilla petrogenética.

Diagramas de composición que muestran las asociaciones minerales y rangos de soluciones sólidas mineral a una presión y temperatura específica, para todas las composiciones totales en el sistema modelo, como en los diagramas AFM.

- Diagramas de mezcla variable, muestran todas las relaciones de fases como función de la presión o temperatura y una variable composicional.
- Pseudosecciones, muestran solo las relaciones de fase de una composición total especificada.

Para la creación de los diagramas de fase utilizando el software Perple\_X, se deben seguir los siguientes pasos (Connolly, 1990):

1. Escoger un sistema modelo, en el cual se harán los cálculos (seleccionar componentes), por ejemplo, el sistema KFMASH para metapelitas.
2. Formular la termodinámica de las fases en el sistema.
3. Decidir qué diagramas de fase se construirán y, para las pseudosecciones, escoger una adecuada composición total.
4. Ejecutar el programa BUILD, para crear un archivo que permita describir el cálculo que se desea.
5. Ejecutar el programa VERTEX para realizar el cálculo.
6. Opcionalmente se puede ejecutar WERAMI para crear un archivo "postscript".

## **4 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO**

En este capítulo se presentan las descripciones macroscópicas de las rocas observadas en la zona de estudio, y posteriormente las descripciones microscópicas observadas en cortes transparentes de rocas seleccionadas.

### **4.1 Petrografía macroscópica**

La geología del área de estudio está comprendida principalmente por rocas metamórficas correspondientes a:

1. Gneisses graníticos de biotita y granate
2. Gneisses tonalíticos de biotita y granate
3. Anfibolitas

Los gneises presentan variaciones composicionales y texturales más o menos continuas, siendo el contacto entre ellos gradual y/o interdigitado. Las anfibolitas, en cambio, presentan contactos nítidos con los gneisses.

#### **4.1.1 Gneisses tonalíticos de biotita y granate**

Estas rocas afloran en toda la zona de estudio, pero predominan en el sector comprendido entre el límite norte de playa grande hasta 500 metros al oeste de playa chica (Siña, 1987; Sanhueza, 1999).

Corresponden a rocas tonalíticas de grano medio a grueso (<1 cm), de bajo índice de color, a menudo foliadas y formando bandas leucocráticas, o como cuerpos irregulares, con dimensiones que alcanzan a veces varios metros de espesor. Su textura es granoblástica seriada a porfiroblástica (porfiroblastos de granate), con leve a moderada orientación de biotita. Ocasionalmente presentan texturas nebulíticas con

cúmulos de granate (Figura 4.3 b). Algunas veces tienen apariencia ígnea y pueden ser descritos como tonalitas de textura inequigranular.

### **Bandas melanocráticas**

Corresponden a bandas oscuras que se alternan con las bandas leucocráticas anteriores (Figura 4.1 y Figura 4.2). Estas bandas son más delgadas (centimétricas a decamétricas), discontinuas y de geometría variada.

Consisten en rocas metamórficas gris-verdosas a negras de grano fino a medio (hasta 3mm), compuestas principalmente de cuarzo y feldespato, a menudo de composición tonalítica y con cantidades menores de biotita, granate (<3%), sillimanita y cordierita. Presentan texturas granoblásticas con leve a moderada orientación de biotita, y foliaciones principalmente entre N60-90°W y manteos pronunciados tanto al sur como al norte (Figura 4.5). Se disponen como pliegues isoclinales ocasionalmente desgarrados con plano axial paralelo a la foliación (N80°W/75°S) o como franjas paralelas a los gneises tonalíticos (Figura 4.2), con contactos algunas veces nítidos y otros difusos.

#### **4.1.2 Gneisses graníticos de biotita y granate**

Estas rocas afloran en toda la zona de estudio, pero predominan y están mejor expuestas en Punta Tres Cruces y Punta El Lacho, donde se presentan intercalados con las anfibolitas (Figura 4.5). Los afloramientos son métricos a hectométricos, compuestos de rocas metagraníticas con bandeamientos definidos por variable cantidad de minerales máficos.

Consisten en rocas de grano grueso (<2 cm) de composición granítica, con índices de color muy bajo. Su textura es granoblástica seriada, moderadamente a altamente orientada, y en menor proporción granoporfidolepidoblástica (cuarzo, feldespato, biotita). Frecuentemente presenta “ojos” de microclina (Figura 4.4 b), y

porfidoblastos de granate. Además, Creixell et. al (2006), ha reconocido porfiroblastos de cordierita, y sillimanita en estas rocas. En algunos sectores de Punta Lacho se encuentran plegados y deformados con un aspecto milonítico, con vetillas de cuarzo deformadas (Figura 4.4 c) y otras de carácter aplítico subparalelas a la foliación N70°W/75°S, y con espesores de hasta 12 centímetros. Al igual que gneisses tonalíticos, su apariencia es ígnea a escala de afloramiento.

#### **4.1.3 Anfibolitas**

Estas rocas están expuestas principalmente en el sector de Punta Tres Cruces y en Playa Las Salinas- Punta El Lacho. Afloran como cuerpos decamétricos a hectométricos.

Corresponden a rocas de color negro-azuloso de grano fino a medio, con texturas granoblásticas y con un aspecto ígneo, son moderadamente foliadas (N60°W/subvertical) y con vetillas de granito milimétricas a un par de centímetros paralelas a la foliación (Figura 4.4 e) . Los contactos con los gneises son tajantes y nítidos.



Figura 4.1–Vista general del área de estudio (localidad de Las Cruces) tomada por un dron. Se observa la disposición entre los cuerpos leucocráticos y los gneisses tonalíticos. Se aprecia plegamiento apretado en bandas melanocráticas.



Figura 4.2-Vista panorámica de la zona de estudio. Se observa la disposición de los cuerpos melanocráticos en forma de pliegues y bandas paralelas a los gneisses tonalíticos.



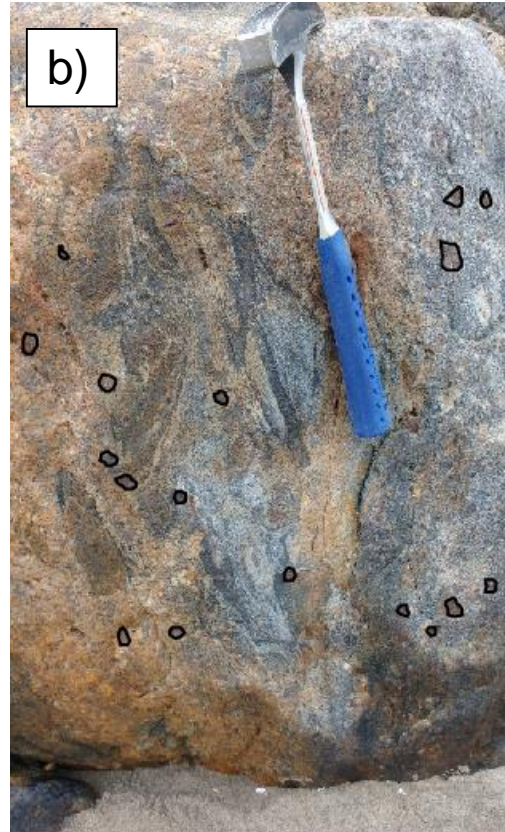


Figura 4.3- Localidad de Las Cruces. a) pliegue de componentes melanocráticos inmersos en gneisses tonalíticos, donde el eje del pliegue tiene orientación  $80^{\circ}/76^{\circ}\text{S}$ . b) textura nebulítica, con cúmulos de granate. c) bandas melanocráticas discontinuas en gneisses tonalíticos.



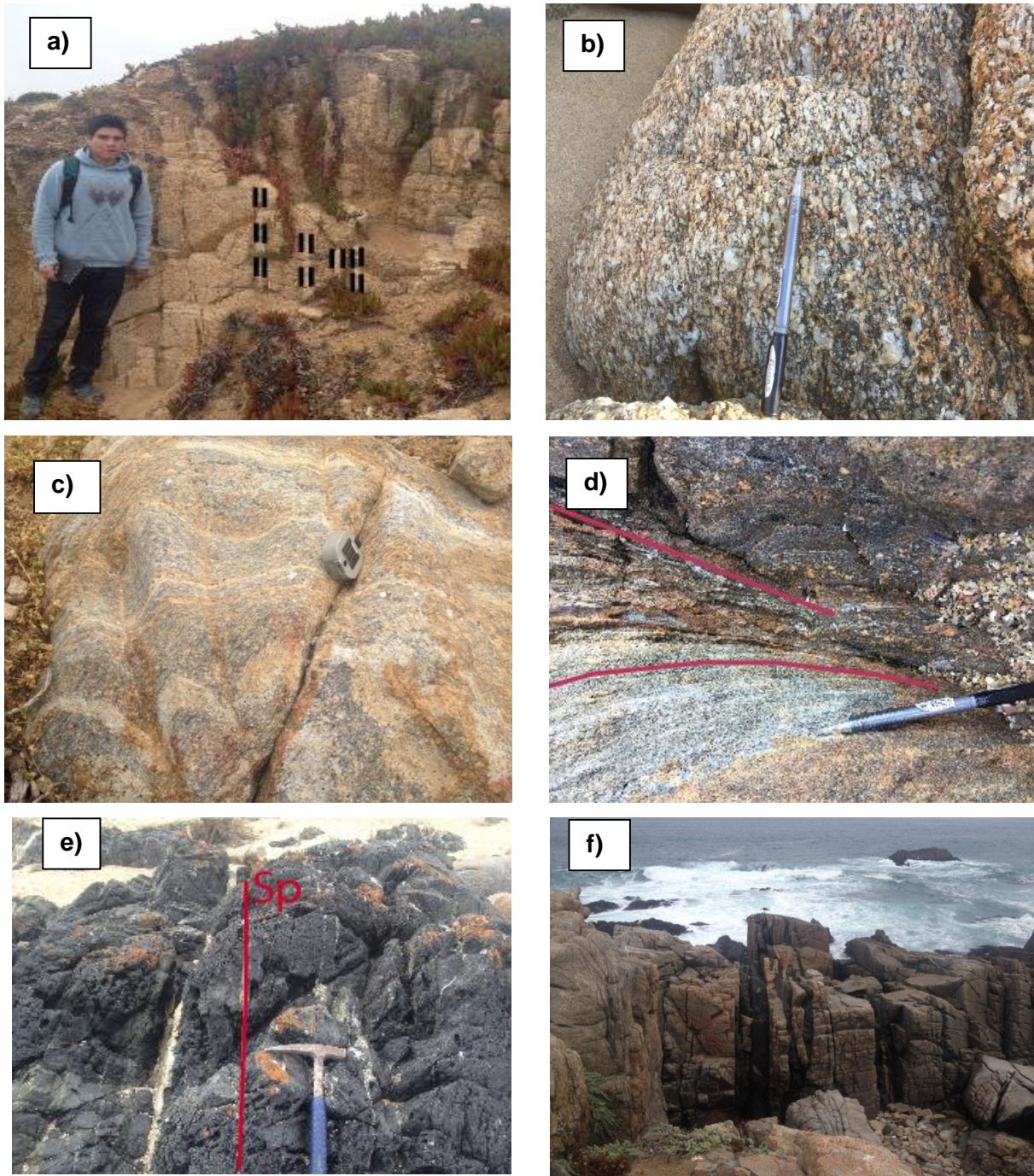


Figura 4.4—Punta Lacho-Playa Grande. a) Afloramiento de gneisses graníticos con vetillas aplíticas subparalelas a la foliación  $N70^{\circ}W/75^{\circ}S$ . b) gneisses graníticos con “ojos” de microclina. c) gneisses graníticos deformados con vetillas de cuarzo plegadas. d) zona con deflexión de foliación en gneisses. e) afloramiento de anfibolitas con foliación  $N60^{\circ}W/90^{\circ}$  y con vetillas paralelas a la foliación. f) diques en gneisses graníticos, con orientación ( $N40^{\circ}E$ /subvertical) paralela a la foliación de los gneisses.

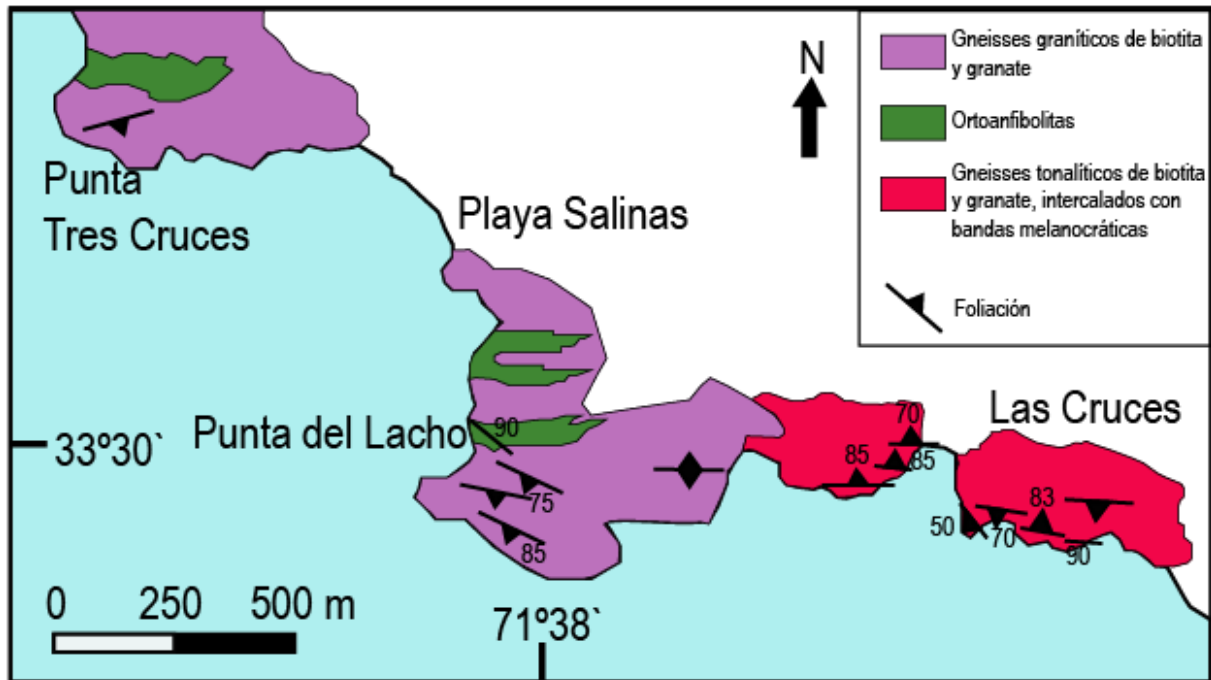


Figura 4.5-Mapa simplificado de la Cruzes con los distintos datos de foliación medidos en terreno.

## 4.2 Descripción petrográfica microscópica

### 4.2.1 Cuerpos melanocráticos

Corresponden a las muestras FO1563 y FO16311 (ver anexo B), obtenidas en la localidad de Las Cruces. Son rocas de textura principalmente granoblástica suborientada, de grano fino a medio (0,3-2,6 mm), compuestas principalmente de cuarzo anhedral (50-60%), plagioclasa (hasta 35%) y con cantidades menores de feldespato-K (<5%). Presenta variadas composiciones, donde la roca está compuesta casi en su totalidad por cuarzo con cantidades menores de plagioclasa (Figura 4.6 a), o constituida por cuarzo rodeado por cantidades menores de plagioclasa y feldespato-K alterado pervasivamente a mica blanca (Figura 4.6 b).

Cuarzo en mosaico poligonal es el mineral más abundante de estas rocas, presenta extinción ondulosa, con tamaños de hasta 2,6 mm. La plagioclasa se

encuentra fracturada, con tamaños entre 0,1-0,6 mm con macla polisintética, donde en algunas se evidencia un plegamiento. Ocasionalmente se encuentran alterados levemente a mica blanca y/o clorita. En la muestra FO16311 alrededor de los cristales de cuarzo y plagioclasa, se denota la presencia de minerales reemplazados (35%) completamente por mica blanca y clorita, que corresponden a plagioclasa, feldespato-k y posible cordierita (Figura 4.6. b y d).

Los cristales de biotita (4-8%) son subhedrales, leve a moderadamente orientados, con inclusiones de rutilo y con un porcentaje de estas alteradas moderada-fuertemente por clorita. Se disponen alrededor de cristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 4.6 f), y como agregados junto a plagioclasa fracturada de menor tamaño, cuarzo y mica blanca, lo que podría sugerir la circulación de un fundido a través de estas.

Los cristales de granate (<3%) son anhedrales, con tamaños entre 0,1-0,7 mm y muy fracturados (Figura 4.6 e). Cristales fracturados reemplazados por clorita y mica blanca, en los bordes del mineral ocasionalmente se encuentra rodeado de biotita. Presenta inclusiones de cuarzo.

En la muestra FO16311 se denota la presencia de sillimanita (<2%) con algunos pseudomorfos, reemplazados totalmente por mica blanca. Minerales opacos (2-4%) dispersos en la roca, algunos presentan formas alargadas y moderadamente orientados. Minerales accesorios incluyen monacita y apatito dentro de cuarzo, feldespato y biotita.

Debido a la textura granoblástica dominante en estas rocas y sin foliación, compuestas mayoritariamente por cuarzo, con presencia de granate y biotita. Estas rocas serán referidas como “granofels de granate y biotita” de ahora en adelante.



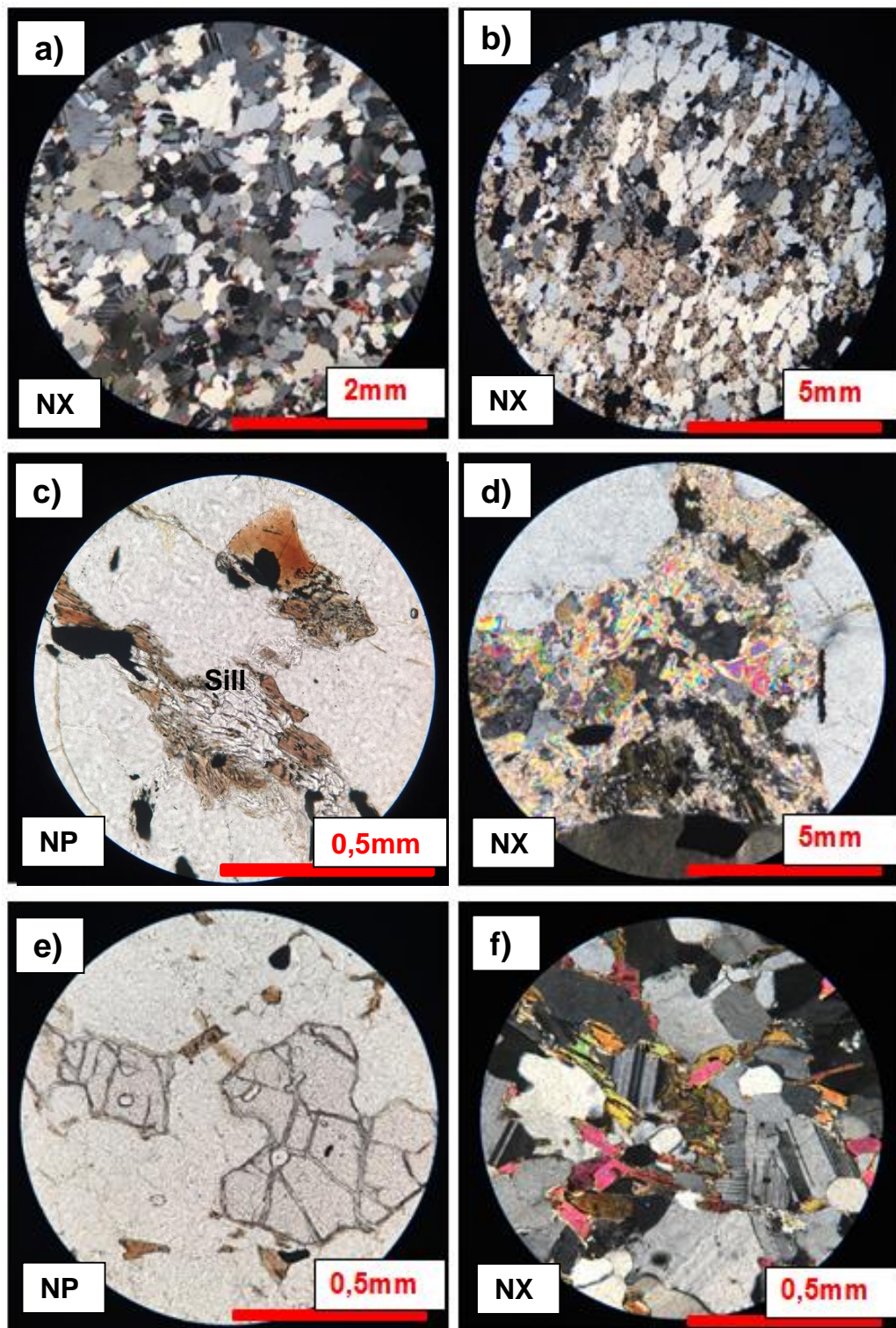


Figura 4.6- Fotomicrografía del granofels de granate y biotita. A) Aspecto general muestra FO1563. B) Aspecto general muestra FO16311. C) Cristales de sillimanita junto a biotita. D) Agregados de miçca blanca y clorita. E) Granate fracturado. F) Disposición de biotita intersticial y en cúmulos. NX: Nícoles cruzados, NP: Nícoles paralelos.

#### 4.2.2 Gneiss granítico-tonalítico de biotita y granate

Corresponden a las muestras FO1564 y FO16305 de la localidad de Las Cruces. Son rocas de grano medio-grueso (hasta 6 mm), moderadamente foliadas, dispuestas principalmente concordantes a la foliación de las bandas melanocráticas y con textura granoblástica seriada. La muestra FO1564 tiene composición tonalítica (Figura 4.7 a), compuesta de plagioclasa (47%), cuarzo (37%) y Feldespato-K (3%). La muestra FO16305, tiene composición granítica (Figura 4.7 b) y está compuesta de cuarzo (45%), plagioclasa (30%) y feldespato-K (25%).

Los cristales de cuarzo son anhedrales y con extinción ondulosa. La plagioclasa se encuentra fracturada, con macla de albita ocasionalmente deformada, y algunos cristales presentan alteración leve a mica blanca. Feldespato-K se presenta anhedral, y corresponde principalmente a microclina, en la muestra FO16305 hay cristales que no se reconocen, porque se encuentra completamente alterado a mica blanca (90-100%). En algunos sectores, se origina una granulación de cuarzo y/o plagioclasa (Figura 4.7 b y c) que origina, en ciertos microdominios, una matriz de grano fino (0,2-0,5mm), que puede estar asociada con biotita.

Cristales de biotita (3-10%), anhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0,1-1,5 mm, leve a moderadamente orientada, comúnmente presenta exsolución de rutilo, y un porcentaje de esta se encuentran moderada-fuertemente alterada a clorita. Es común la disposición de biotita de manera diseminada o como cúmulos intergranulares (Figura 4.7 d).

Granate (1-3%) anhedral y fracturado, con tamaños entre 0,8 mm en la muestra FO16305, hasta 5 mm en la muestra FO1564. En las fracturas se encuentra alterado por mica blanca y clorita (Figura 4.7 f), y los bordes del mineral se encuentra rodeado por biotita (Figura 4.7 e). Esporádicamente poikilítico con cuarzo, plagioclasa y biotita.

Minerales opacos (1-3%) anhedrales, algunos presentan formas más alargadas. Minerales accesorios incluyen monacita y apatito.



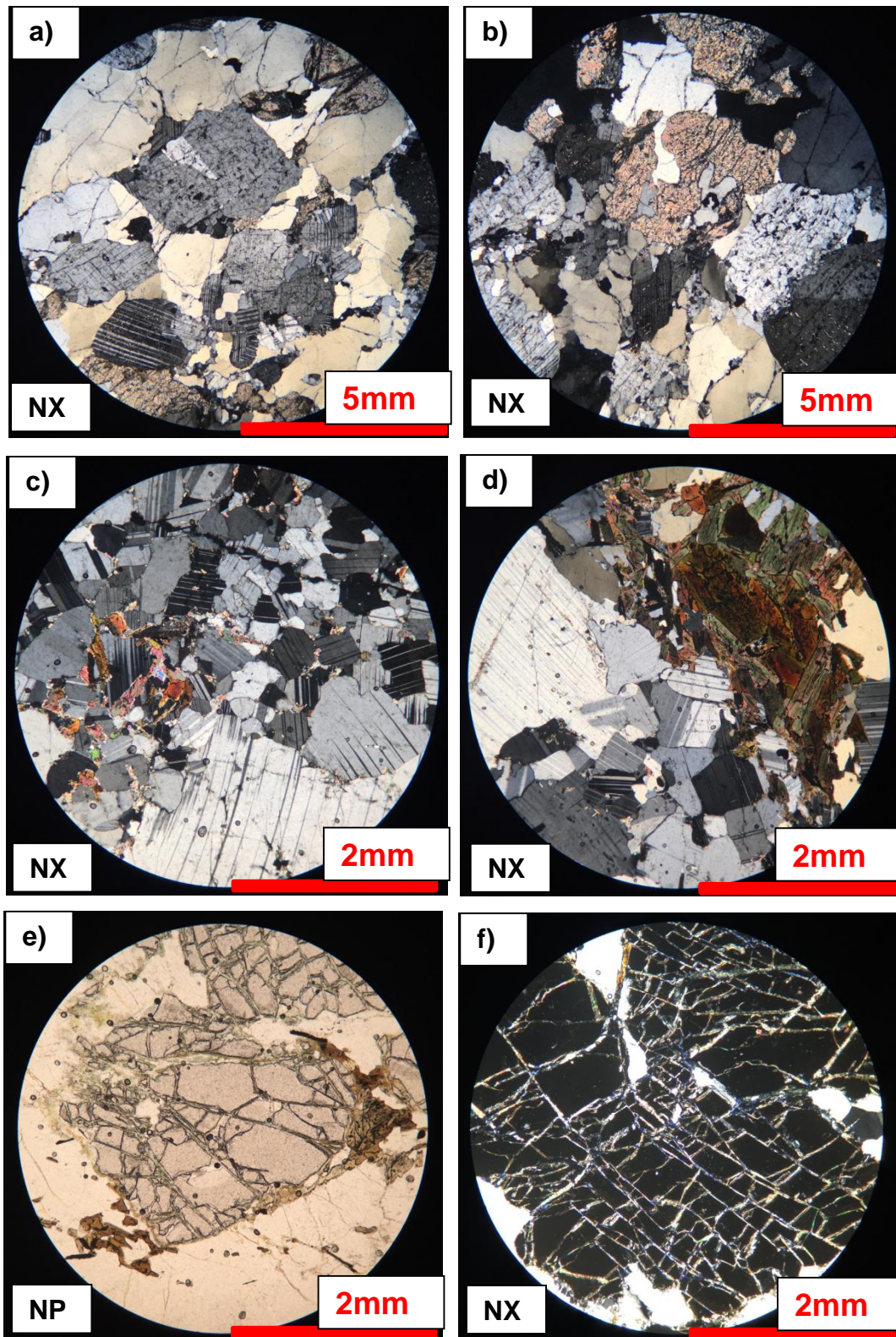


Figura 4.7- Fotomicrografía de los gneisses granítico y tonalítico. A) y B) Aspecto general de la muestra FO16305. Muestra FO1564. C) Cúmulos de plagioclasa fracturada. D) Cúmulos de plagioclasa y biotita. E) Granate con bordes de biotita. F) Granate fracturado. NX: Nícoles cruzados; Np: Nícoles paralelos.

El contacto entre las rocas anteriores, es caracterizado por una disminución del tamaño del grano desde el gneiss tonalítico (cuerpo leucocrático) al granofels de granate y biotita (cuerpo melanocrático), y por la presencia de agregados de mica blanca  $\pm$  muscovita  $\pm$  clorita que altera a plagioclasa, alrededor del cuarzo en el granofels de granate y biotita, y que podría corresponder a una “reacción parcial posterior” (Kriesgman, 2001).

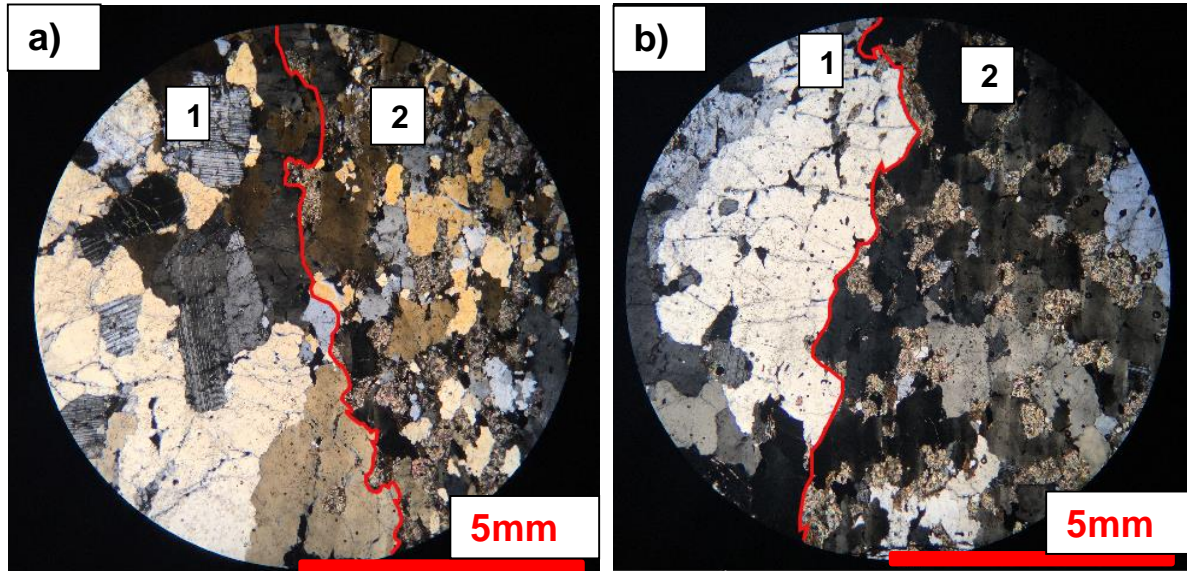


Figura 4.8- Fotomicrografía de la muestra FO16310 en nícoles cruzados. A) y b) muestran el contacto (línea roja) entre el gneiss tonalítico (1) y el granofels (2).

#### 4.2.3 Ortoanfibolitas

No se realizaron cortes transparentes de esta roca, debido a que no es contemplada como objetivo principal de este trabajo. Sin embargo, Siña (1987) las describe como rocas de color negro azulado y de aspecto ígneo. Presentan textura moderadamente foliada de grano fino a medio (0,8-1,2 mm), con efectos cataclásticos tales como cristales doblados y fracturados. La mineralogía comprende anfíbola parda, plagioclasa anhedral, biotita escasa y opacos anhedrales muy subordinados. El mineral accesorio principal corresponde a apatito.



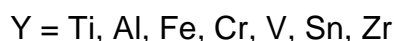
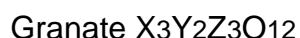
## 5 QUÍMICA MINERAL

### 5.1 Cálculo de fórmulas estructurales

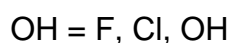
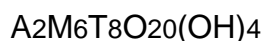
En el cálculo de la química mineral a partir de análisis de microsonda, primero se realiza la conversión de los datos dados en óxidos a moles de cationes y oxígenos, y luego la renormalización de éstos en base a un número dado de cationes u oxígenos. Para estos procedimientos se ignora el estado de oxidación del hierro. Usando las cantidades de cationes normalizados, podemos finalmente llenar los sitios estructurales de cationes en los minerales, donde se asignan de acuerdo a la fórmula de cada mineral.

Los minerales utilizados en este trabajo fueron granate, biotita y plagioclasa. A estos se les calculó la fórmula estructural respectiva para una posterior clasificación, como se describe a continuación:

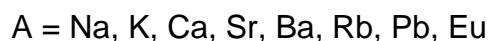
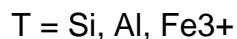
Granate: fórmula estructural en base a 12 oxígenos. La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



Biotita: fórmula estructural en base a 22 oxígenos. La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



Feldespatos: fórmula estructural en base a 8 oxígenos. La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



Usando las cantidades de cationes normalizadas, podemos finalmente llenar los sitios estructurales de cationes en los minerales. Los cationes se asignan en el orden indicado para la fórmula estructural de cada mineral. Por ejemplo, para el granate, primero se llena en sitio Z, luego el sitio X, y finalmente, el sitio Y. Actualmente, la asignación de sitios estructurales está sujeta a investigación y debate, siendo posible encontrar en la literatura diferentes esquemas para llenarlos.

El cálculo y resultados de las fórmulas estructurales de los minerales es mostrado en el anexo D (archivo tipo Excel).

## **5.2 Resultados**

A partir de los datos entregados por los análisis de microsonda, se calcularon las fórmulas estructurales de granate, biotita y plagioclasa. Con estas fórmulas es posible clasificar los distintos minerales, y calcular diversos parámetros de interés y comparar ambas muestras para ver sus diferencias composicionales.

### **5.2.1 Muestra FO1563 (granofels de granate y biotita)**

#### **Granate**

Dentro del granate los elementos (Fe, Mg y Mn) se mantienen homogéneamente, sin embargo, el Ca presenta una zonación, donde concentraciones

mayores se encuentran en el núcleo (Figura 5.1). Este último se puede interpretar como la preservación de una zonación del crecimiento del granate (durante un evento progrado), favorecida probablemente por la baja difusividad intracristalina del Ca. Los perfiles relativamente suaves de los otros componentes (Fe, Mg y Mn) en la zona interna del granate podrían indicar que se habría producido una homogenización por difusión en condiciones de alto grado.

En las fracturas se observan las cantidades más bajas en Fe, Mn, Ca y las concentraciones más altas de Mg. Este último se puede asociar principalmente a biotitas secundarias, que a menudo se encuentran junto a mica blanca relleno de las fracturas (ver descripciones petrográficas en anexo B).

En el borde de las fracturas y del granate se presentan las concentraciones mayores de Fe y Mn, con una leve disminución en el contenido de Mg. Descripciones petrográficas dan cuenta de un reemplazo por clorita, que ocasionalmente se encuentra con mica blanca en los bordes de estas (anexo B).

## **Biotita**

La biotita es muy abundante en la zona de estudio, sin embargo, en algunos sectores esta se encuentra reemplazada parcial-fuertemente por clorita y en menor cantidad mica blanca. Se realizan un total de 20 puntos en esta muestra. Los análisis y cálculo de fórmulas estructurales se encuentran en el anexo D (archivo Excel). Al graficar los datos obtenidos en el gráfico ternario de Deer et al. (1962), se obtiene que todos los puntos graficados se ubican en el campo de biotita magnésica (Figura 5.3 a).

## **Plagioclasa**

Corresponden a 11 puntos (ver anexo D), y posteriormente graficados en el diagrama ternario para clasificación de feldespato de Deer et al. (1992). Estas presentan una composición muy homogénea donde presentan potasio cercano a cero,

y donde las composiciones son de Ab (albita) 53-55 y An (Anortita) 47-45 (Figura 5.2), correspondiendo a plagioclasa tipo andesina.

### **5.2.2 Muestra FO1564 (Gneiss tonalítico de biotita y granate)**

#### **Granate**

Dentro del granate las concentraciones de Fe, Mn y Mg se mantienen homogéneas, sin embargo, el Ca presenta una zonación donde concentraciones mayores se presentan en el núcleo (Figura 5.2).

#### **Biotita**

Su abundancia dentro de la roca varía entre 3-7%. Corresponden a 16 puntos, y que se graficaron en el diagrama ternario de Deer et al. (1962). Todos los datos son similares, presentando altos contenidos de Fe, ubicándose dentro del campo de “ferro-biotita” (Figura 5.3 a).

#### **Plagioclasa**

Estas presentan una composición muy homogénea y con una variación mínima, Ab (albita) 60-62 y An (anortita) 38-40. Corresponden a plagioclasa del tipo andesina (Deer et al., 1992).

### **5.2.3 Comparación composicional de minerales**

**Granate:** En ambas muestras las concentraciones de Fe, Mn y Mn son constantes dentro del mineral. Sin embargo, presentan una zonación en Ca, donde se observan mayores concentraciones en el núcleo, que en los bordes. El gneiss tonalítico muestra

concentraciones mayores de Fe y Mg, y concentraciones menores de Mn y Ca, que el granofels (Figura 5.1 y Figura 5.2). En los bordes de las fracturas del granofels se observa principalmente un aumento en el Fe y una disminución en el Mg, el cual se asocia al reemplazo por clorita, evidenciado en descripciones petrográficas (anexo B).

**Biotita:** son típicas en ambas muestras, pero en el granofels es posible observarla un porcentaje de estas alteradas a clorita. La composición de la biotita del gneiss tonalítico, tiene mayor concentración de Fe y menor Mg, que el granofels (Figura 5.3 a).

**Plagioclasa:** en descripciones petrográficas son muy abundantes y presentan maclas polisintéticas, algunas de estas levemente plegadas (ver anexo B). Las composiciones de las plagioclasas del granofels de granate y biotita son más cálcicas, que el gneiss tonalítico de biotita y granate (Figura 5.3 b).

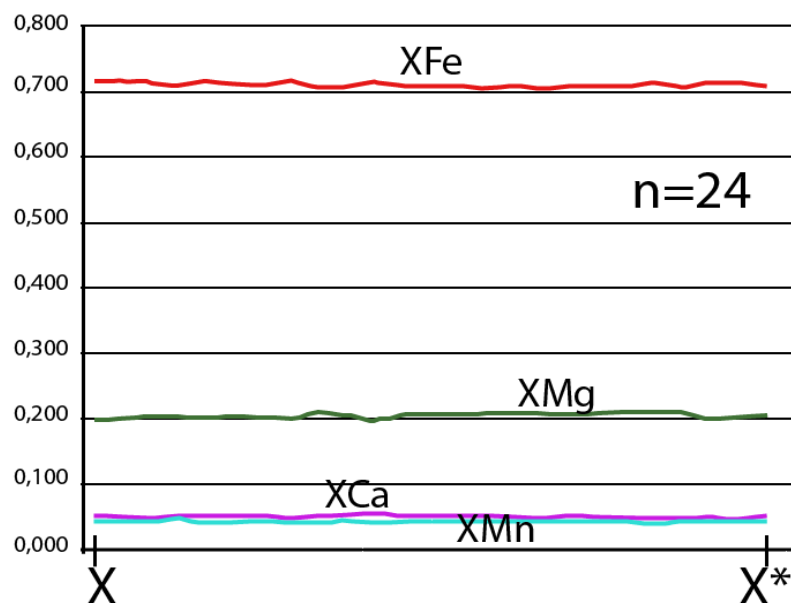
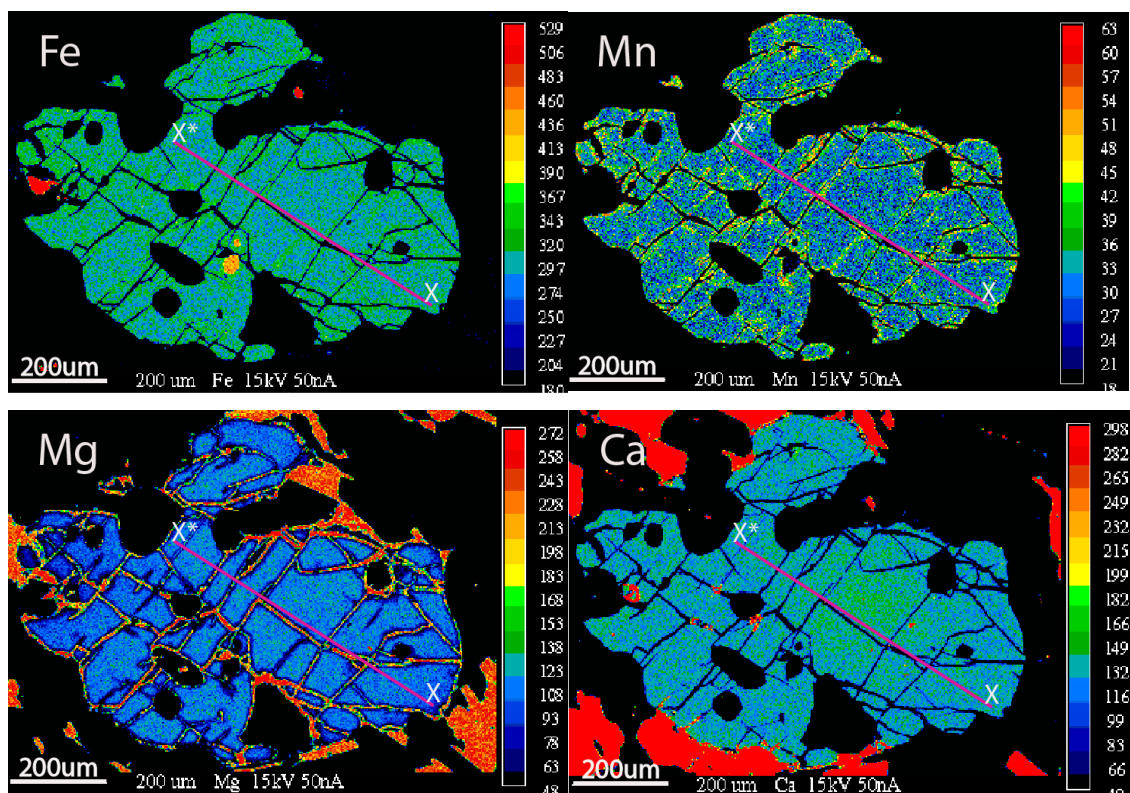


Figura 5.1- Mapas composicionales de los distintos elementos (Fe, Mn, Mg y Ca) en el granate del granofels de granate y biotita. Colores azules representan concentraciones más bajas, y los colores rojos las concentraciones más altas. La línea morada representa la línea de análisis X-X\* (línea 1), a partir del cual se calculan las fracciones molares de Fe, Mn, Mg y Ca de las fórmulas estructurales respectivas, y que son representadas en el gráfico de abajo. Han sido eliminados los datos erróneos.

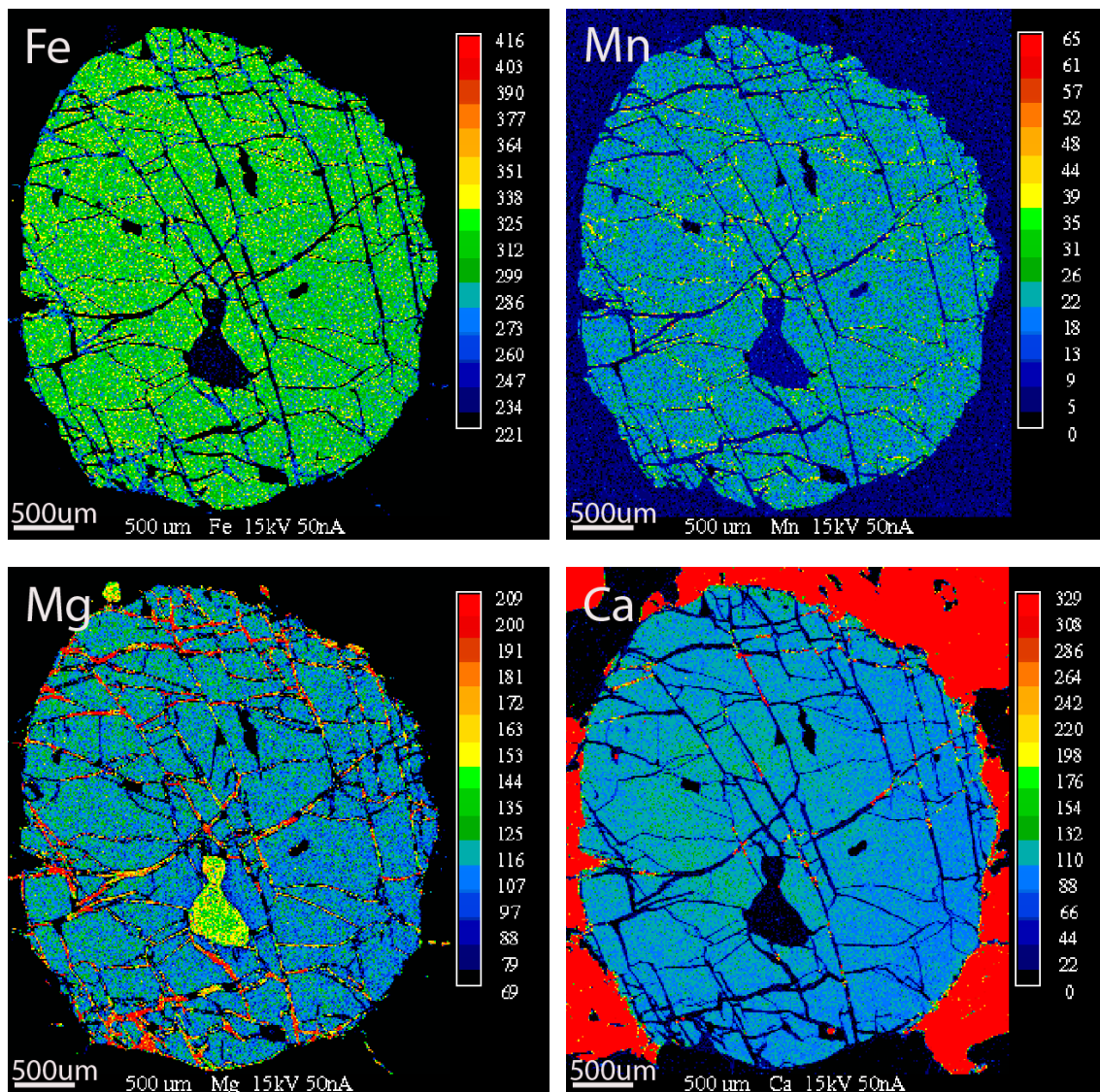


Figura 5.2– Mapas composicionales de los distintos elementos (Fe, Mn, Mg y Ca) en el granate del gneiss tonalítico de biotita y granate. Los colores azules representan las concentraciones más bajas, y los colores rojos las concentraciones más altas.

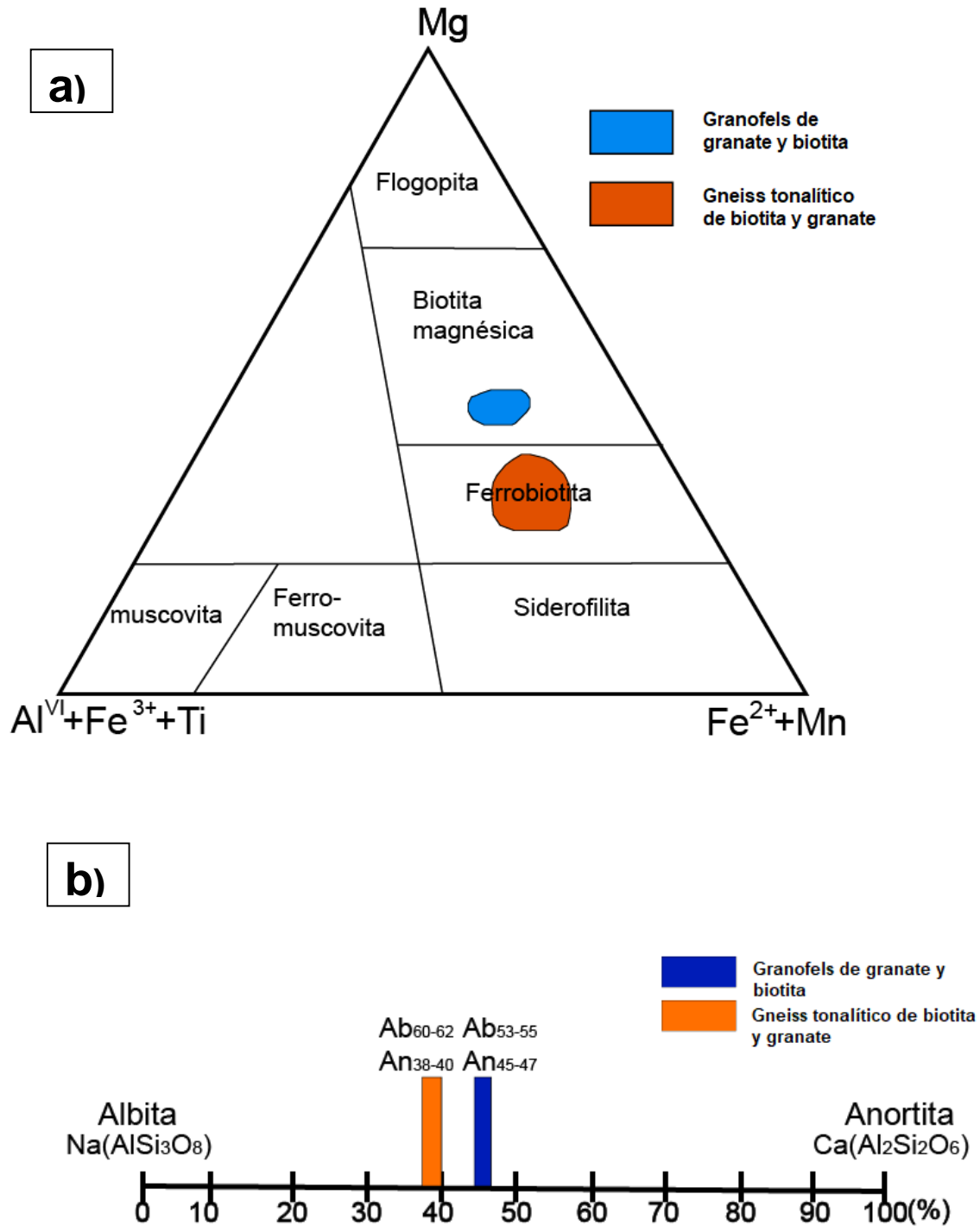


Figura 5.3-Composiciones mineralógicas del granofels y del gneiss tonalítico. a) composición de biotita en el diagrama triangular de Deer et al. (1962), donde se aprecia que la biotita del granofels tiene mayor concentración de Mg y menor concentración de Fe, que el gneiss tonalítico. b) diagrama modificado de Deer et al. (1992), representando las composiciones mineralógicas de plagioclasa, con concentraciones más cálcicas para el granofels de granate y biotita.



## 6 GEOTERMOBAROMETRÍA

Para este estudio, se realizó una pseudosección de la muestra FO1563 correspondiente al granofels de granate y biotita, mediante modelamiento termodinámico utilizando el software Perple\_X, el cual calcula diagramas de fases para todas las composiciones de un sistema termodinámico, mediante el equilibrio de minerales con soluciones sólidas, centrándose en la minimización de energía libre, en el sistema a modelar (Connolly, 1990).

Una vez construida la pseudosección, con el programa WERAMI, correspondiente a una extensión de Perple\_X, se calculan las isópletas (líneas de misma composición mineral) en el campo P-T, y a través de ellas determinar las isógradas (campos donde aparece o desaparece una fase mineral). También con esta extensión, es posible calcular las composiciones minerales exactas para una presión y temperatura dadas, permitiendo la comparación con los análisis minerales de la roca, realizados con microsonda, y determinar donde se encuentra las condiciones P-T óptimas del “peak” metamórfico.

La pseudosección (Figura 6.4) fue calculada para el sistema MnNCKFMASHTO, se utilizó la química del granofels de granate y biotita, correspondiente a la muestra FO1563 (anexo A). Los cálculos fueron realizados para una temperatura entre 400-800°C, una presión entre 1-10 Kbar, una cantidad de H<sub>2</sub>O de 3%wt y una fugacidad de oxígeno de 0,03 (anexo C).

En la estimación de las condiciones P-T de metamorfismo, se utilizaron isópletas de granate de los principales cationes divalentes (Fe, Mg, Ca y Mn), donde los valores de las isópletas fueron calculados en base a las fracciones molares de estos cationes, de sus respectivas formulas estructurales (ver anexo D). Los valores de las isópletas contemplan dos líneas X-X\* e Y-Y\*, en granate (Figura 6.1). Los datos se encuentran filtrados, es decir, se han eliminado datos erróneos (outliers) que no

corresponden a la composición misma del mineral en su “peak” metamórfico, y que podrían estar asociados a eventos posteriores, o equilibrios composicionales con este.

Tabla 1 -Composición mineral de granate y biotita representativas de la muestra FO1563, con sus respectivas fórmulas estructurales. Además, se muestran las fracciones molares de Fe, Mg, Ca y Mn en granate, y el #Mg en biotita, utilizadas en el cálculo de isópletas.

Mineral Granate								Biotita		
	Rim	Rim	Middle	Middle	Core	Core	Core	68	69	70
SiO <sub>2</sub>	37,37	37,63	37,93	37,84	37,63	37,68	37,77	34,77	34,81	34,89
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	2,56	2,49	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,76	21,63	21,83	21,72	21,81	21,72	21,85	17,17	17,03	16,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	32,15	32,46	32,59	32,67	32,66	31,94	32,50	18,69	18,76	18,56
MnO	1,77	1,86	1,86	1,81	1,78	1,74	1,69	0,03	0,03	0,01
MgO	5,29	5,24	5,26	5,28	5,41	5,41	5,40	11,12	11,26	11,34
CaO	1,66	1,68	1,58	1,65	1,65	1,68	1,76	0,01	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,11	0,10	0,14
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	9,90	9,72	9,77
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,47	0,45
H <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Total	100,08	100,55	101,13	101,04	101,04	100,24	101,00	94,77	94,67	94,59
Cationes										
Si	2,96	2,97	2,98	2,98	2,96	2,98	2,97	5,37	5,38	5,40
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,29	0,29
Al <sub>vi</sub>	2,03	2,01	2,02	2,01	2,02	2,02	2,02	0,50	0,49	0,49
Al <sub>iv</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,63	2,62	2,60
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,13	2,14	2,14	2,15	2,15	2,11	2,14	2,41	2,43	2,40
Mn	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,00	0,00	0,00
Mg	0,63	0,62	0,62	0,62	0,63	0,64	0,63	2,56	2,60	2,61
Ca	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,15	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04
k	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,95	1,92	1,93
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Componentes										
X <sub>Fe</sub>	0,707	0,708	0,711	0,710	0,707	0,702	0,705			
X <sub>Mg</sub>	0,207	0,204	0,204	0,205	0,209	0,212	0,209			
X <sub>Ca</sub>	0,047	0,047	0,044	0,046	0,046	0,047	0,049			
X <sub>Mn</sub>	0,039	0,041	0,041	0,040	0,039	0,039	0,037			
#Mg								0.51	0.52	0.52

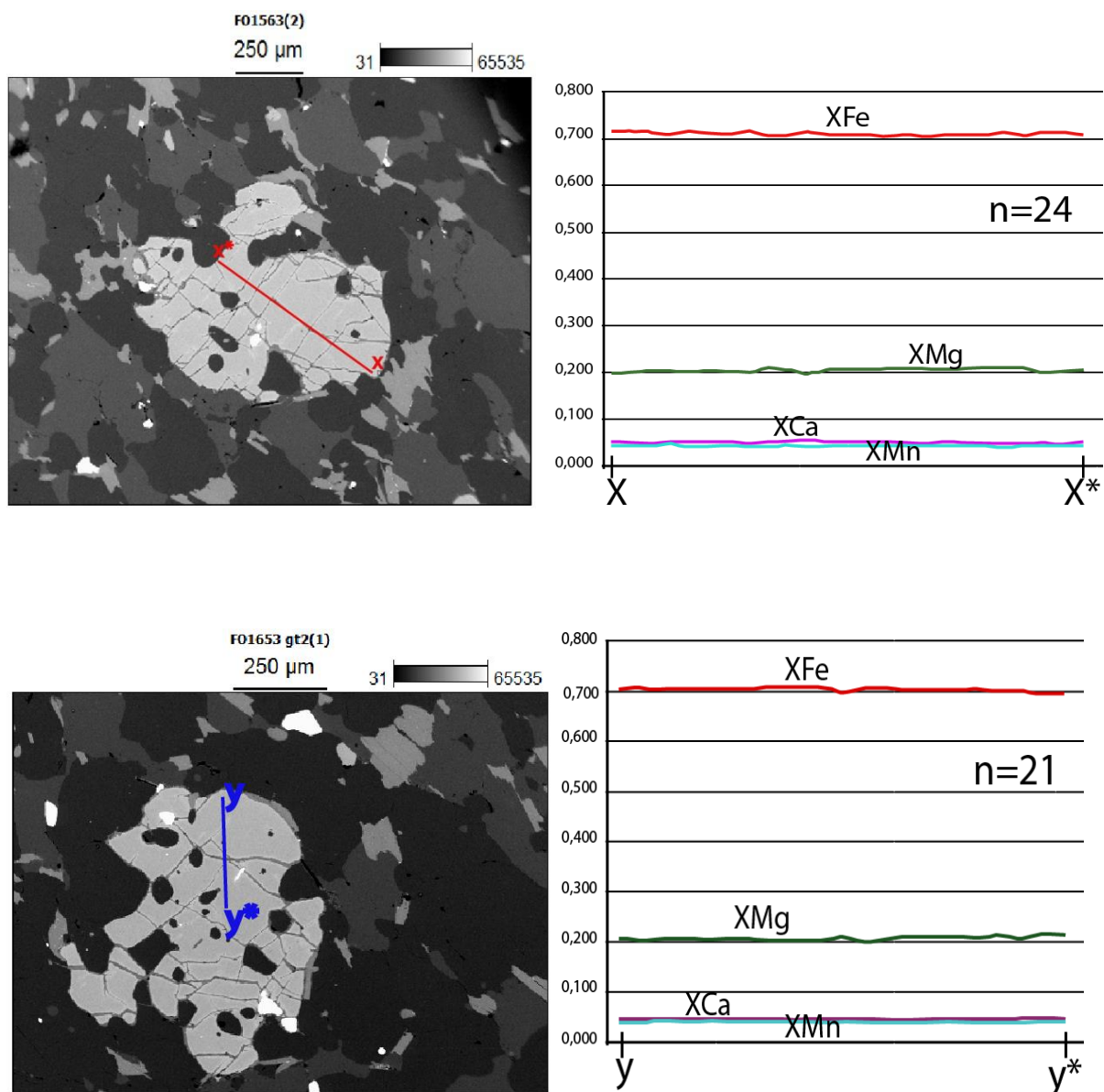


Figura 6.1—Análisis de microsonda en dos granate del granofels de granate y biotita (muestra FO1563), representados por las líneas X-X\* e Y-Y\*. También se muestran los gráficos composicionales filtrados respectivos de las líneas, donde es posible apreciar líneas horizontales y homogéneas.

Los valores usados para las isópletas en granate varían desde: Fe=0.700-0.710, Mg=0.20-0.21, Ca=0.043-0.049 y Mn=0.39-0.43, mientras que para el #Mg en biotita varía desde 0,50-0,55 (Figura 6.1). Donde la intersección de estas corresponde aproximadamente a una temperatura de  $720 \pm 30^\circ\text{C}$  y una presión de  $4.5 \pm 1\text{Kbar}$  (Figura 6.3). Los resultados obtenidos muestran una asociación mineral compuesta de fundido (5-10%) + granate (<3%)+ biotita + cordierita + plagioclasa + ilmenita +

magnetita + cuarzo + agua, y es consistente con la petrografía descrita en la roca (anexo B). Esta asociación se ubica en la transición entre facies anfibolita y granulita. Este resultado sugiere un origen migmatítico para esta muestra, con un potencial de haber generado un volumen de fundido entre 5-10% (Figura 6.4).

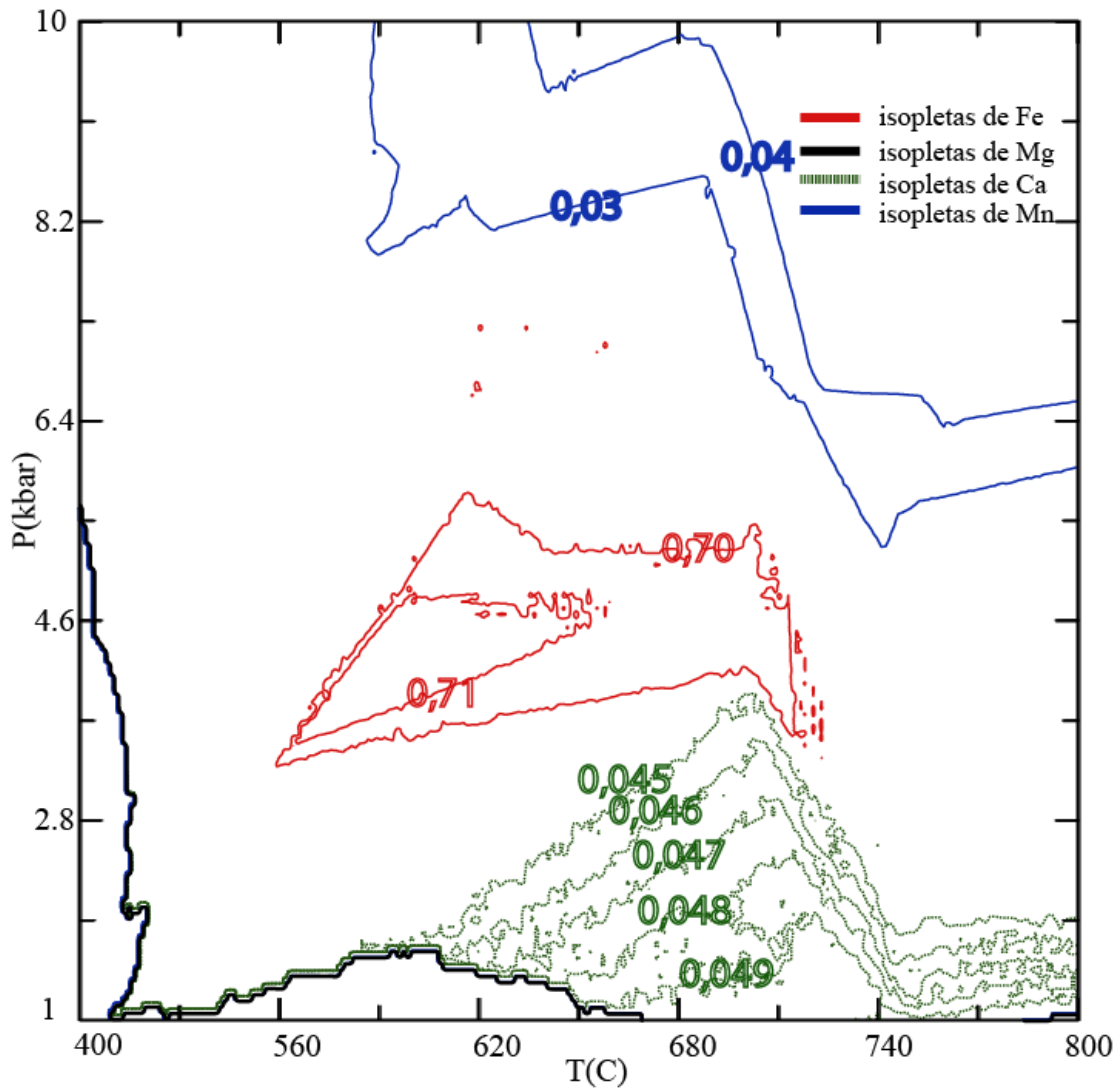


Figura 6.2–Intersección de isopletras en el campo P-T, usando una fugacidad de oxígeno de 0,06.

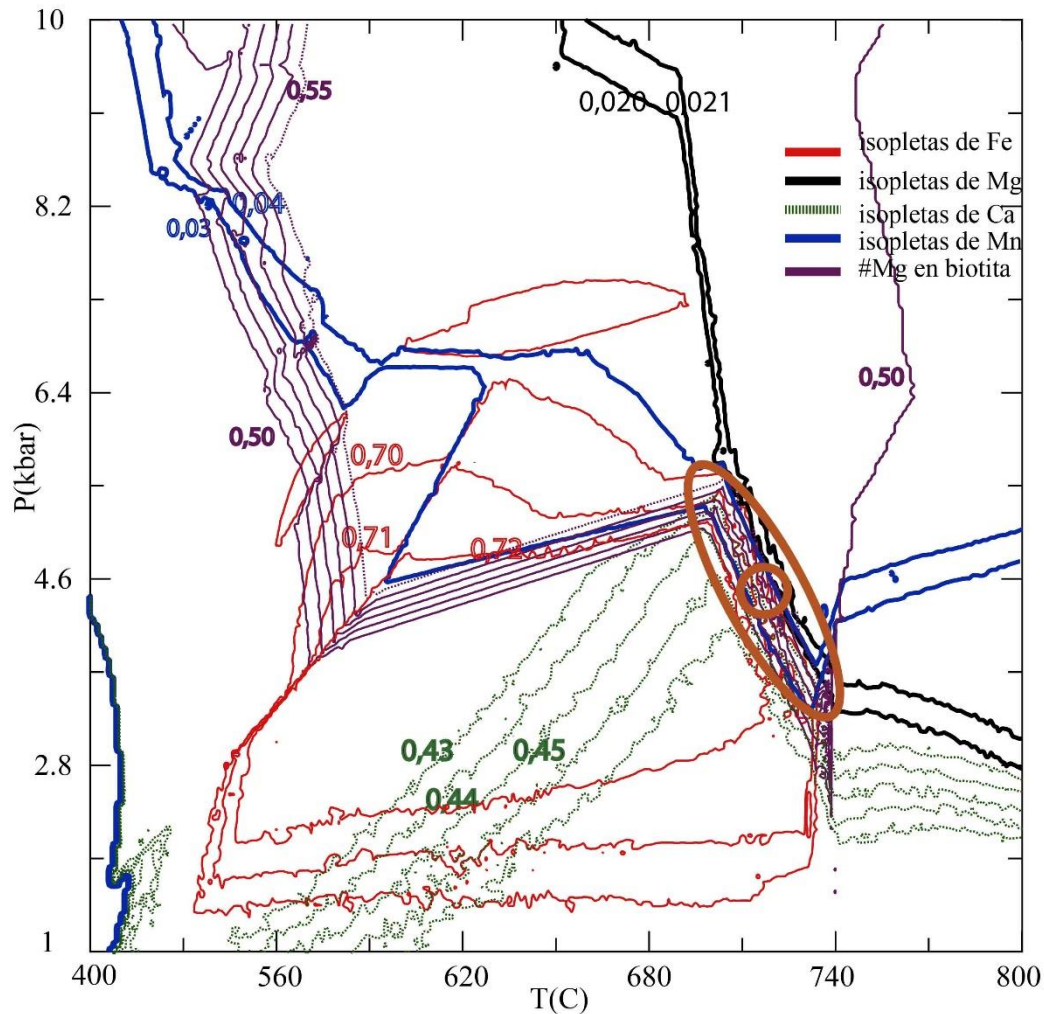


Figura 6.3—Intersección de isópletas de Fe, Mg, Ca y Mn, y #Mg en biotita. El círculo naranja indica el “peak” metamórfico alcanzado por la roca. Fugacidad de oxígeno de 0,03.

Si bien la roca presenta evidencias de un metamorfismo retrogrado, con porfiroblastos de granate, cuyas fracturas se encuentran rellenas por clorita y mica blanca. No ha sido posible determinar dicho evento, a partir de modelamiento termodinámico, debido a la ausencia de análisis en minerales retrogradados (mica blanca y clorita). Sin embargo, se podría acotar dicho evento a partir de la pseudosección construida (Figura 6.4), tal como será discutido más adelante.





omfacita; Opx: ortopiroxeno; Phg: fengita; Qtz: cuarzo; Rt: rutilo; Sil: silimanita; Spn: espinela; St: estauroлита.

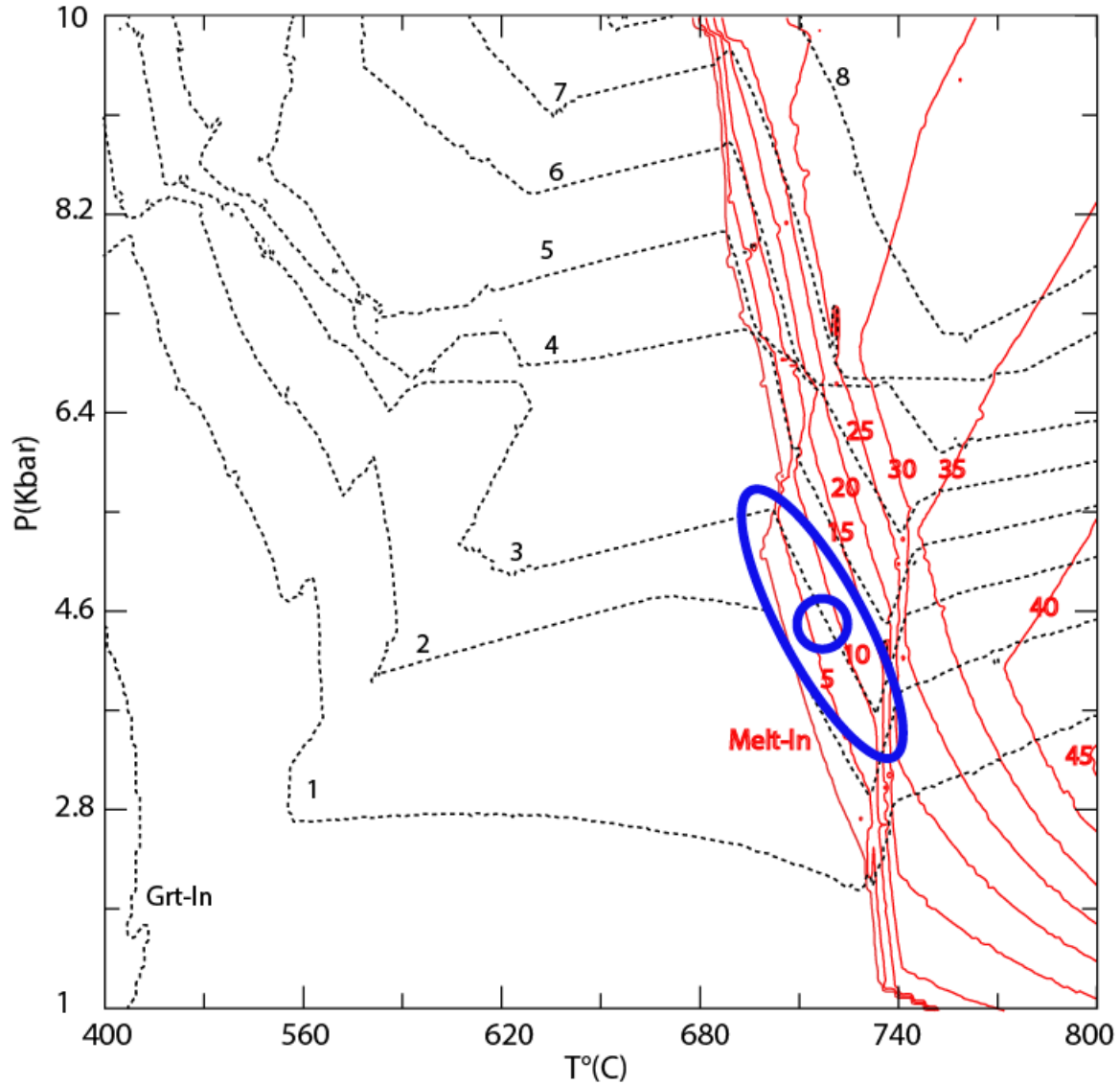


Figura 6.5– Líneas negras punteadas indican la moda de granate, que en la muestra corresponde entre 2-3%. Las líneas rojas indican la cantidad de fundido, donde el “peak” metamórfico (circulo azul) alcanza valores entre 5-10%.

## **7 GEOCROLOGÍA Th-U-Pb EN MONACITA**

La microsonda electrónica permite una alta resolución espacial que es ventajosa para datación Th-U-Pb de monacita, una fase accesoria identificada en las muestras FO1563 y FO1564 usando el detector de electrones retrodispersado (BSE). Los análisis fueron realizados en la Universidad de Stuttgart en Alemania financiados por el proyecto FONDECYT # 1130227, y considero 40 análisis en granos de monacita con tamaños entre 20-110  $\mu\text{m}$ , que ocurren como inclusiones en plagioclasa, cuarzo y biotita.

### **7.1 Muestra FO1563 (granofels de granate y biotita)**

En la muestra FO1563 se realizaron 19 análisis, que muestran contenidos de Ce que varían entre 0,410-0,429 pfu, La 0,186-0,204 pfu y de Nd 0,174-0,186 pfu (Tabla 2). Estos pueden ser clasificados como monacita-Ce (Linhout, 2007). Los contenidos de  $\text{Y}_2\text{O}_3$  y  $\text{ThO}_2$  son más bien constantes, variando entre 0,184-1,493 wt% y entre 2,360-5,97 wt%, respectivamente. A pesar de que algunos de estos granos de monacita son texturalmente homogéneos, otros granos muestran ligeramente diferentes tonos de grises en las imágenes de BSE (Figura 7.1), probablemente reflejando variaciones composicionales internas.

### **7.2 Muestra FO1564 (gneiss tonalítico de biotita y granate)**

En muestra FO1564 se realizaron 21 análisis, los que muestran contenidos de Ce varían entre 0,404-0,444 pfu, La 0,180-0,210 pfu y Nd de 0,164-0,189 pfu (Tabla 3). Al igual que la muestra FO1563, ha sido clasificada como monacita- Ce (Linhout, 2007), y los contenidos de  $\text{Y}_2\text{O}_3$  y  $\text{ThO}_2$  son aún más constantes que la muestra FO1564, variando entre 0,253-0,766 wt% y entre 3,55-5,51 wt%, respectivamente. Algunos cristales se presentan texturalmente homogéneos, mientras que en otros se aprecian zonaciones internas (Figura 7.1).



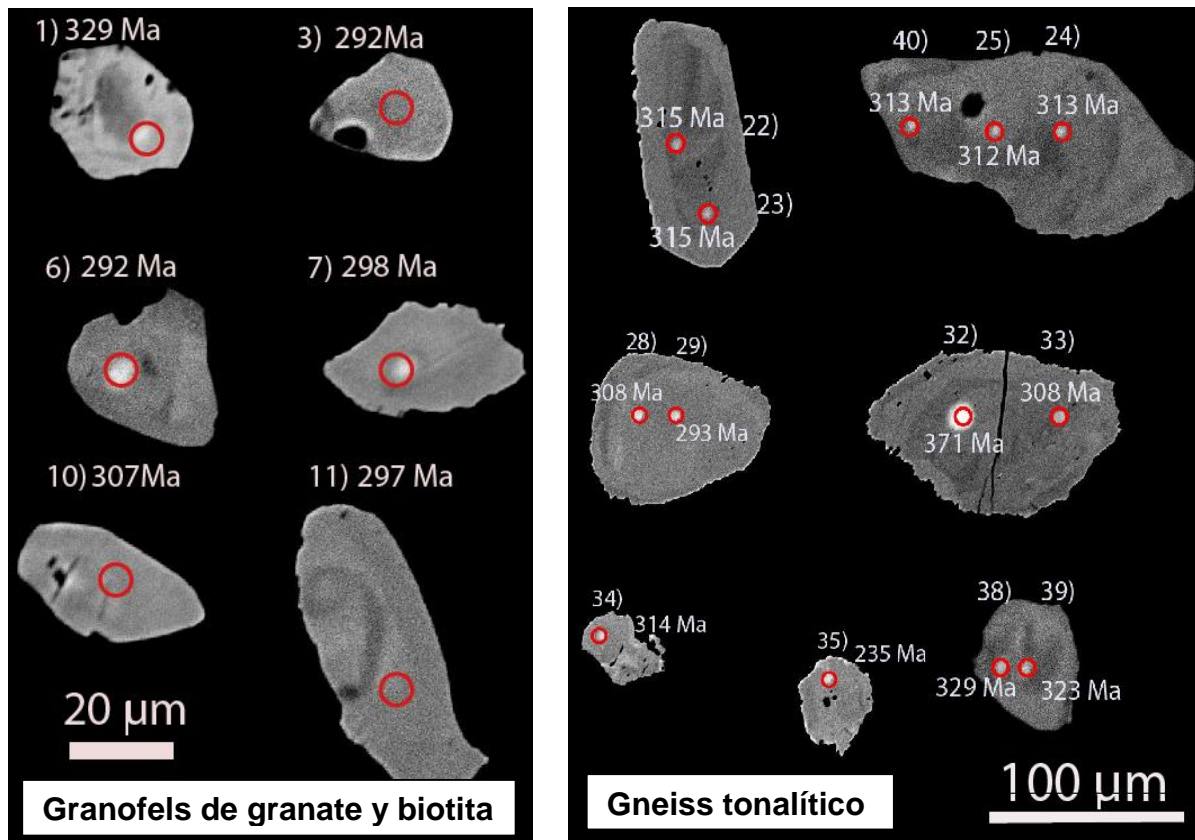


Figura 7.1- Imágenes de electrones retrodispersados de granos de monacita del granofels y del gneiss tonalítico, donde los círculos rojos indican los puntos de análisis con sus respectivas edades asociadas.

La mayoría de las edades de monacita en el gneiss tonalítico y el granofels tienden a una población de edades Th-U-Pb de Carbonífero-Pérmico temprano. El promedio ponderado calculado con Isoplot (Ludwing, 2003) en edades de monacita en el gneiss tonalítico y el granofels con un error asociado de 1 sigma y con un intervalo de confianza de 95% corresponden a  $302 \pm 4.4$  Ma y  $311 \pm 4.7$  Ma, respectivamente (Figura 7.2).

Tabla 2- Datos de análisis en monacitas de la muestra FO1563, con sus respectivos parámetros asociados.

N° de Grano	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11
SiO <sub>2</sub>	0.81	1.00	0.53	0.65	0.54	0.64	0.58	0.74	0.46	1.15	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29.21	28.37	29.64	28.66	29.22	29.02	28.93	28.46	28.98	28.72	29.28
SO <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
CaO	0.68	1.04	0.79	0.91	1.00	0.97	1.07	1.01	0.57	0.97	1.01
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.33	0.29	0.45	0.27	0.29	0.40	0.40	0.53	1.49	0.41	0.38
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.98	12.86	13.06	12.92	12.96	12.89	12.71	13.21	13.83	13.21	12.89
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.38	28.33	28.85	28.58	28.77	28.73	28.46	28.67	29.35	28.60	28.53
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.31	3.39	3.48	3.40	3.38	3.46	3.35	3.25	3.40	3.37	3.42
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.38	12.78	13.16	12.92	12.92	12.98	12.80	12.13	12.92	12.66	12.90
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.98	2.09	2.25	2.10	2.04	2.05	2.02	1.88	2.07	2.07	2.04
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.31	1.52	1.31	1.28	1.34	1.34	1.23	1.67	1.43	1.27
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.22	0.33	0.25	0.25	0.29	0.29	0.32	0.65	0.31	0.26
PbO	0.10	0.11	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.05	0.09	0.11
ThO <sub>2</sub>	4.84	5.49	3.78	5.08	4.94	5.25	5.38	5.97	2.36	4.52	4.99
UO <sub>2</sub>	0.78	0.91	0.82	1.03	1.00	1.05	1.07	0.77	0.43	0.80	1.09
Total	98.91	98.20	98.76	98.19	98.71	99.17	98.52	98.25	98.24	98.32	98.75
Si	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02
P	0.98	0.96	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01
Ca	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04
Y	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
La	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.19
Ce	0.41	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.43	0.41	0.41
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Nd	0.17	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18
Sm	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Gd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Dy	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Sumatoria	0.99	1.00	0.98	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.01	0.98	0.99
Edad	329.03	295.55	292.25	299.24	304.53	291.60	298.26	314.58	336.67	307.31	296.80
1 sigma	6.93	5.94	7.64	6.04	6.20	5.87	5.76	6.08	12.75	7.04	5.96

N° de Grano	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19
SiO2	0.62	0.64	0.56	0.79	0.67	0.62	0.64	0.53
P2O5	29.16	29.30	29.34	28.75	29.71	29.10	29.52	28.97
SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.82	0.99	1.01	0.82	0.99	0.97	1.03	1.02
Y2O3	0.35	0.43	0.37	0.30	0.18	0.34	0.44	0.46
La2O3	12.87	13.07	12.95	13.07	12.89	13.20	12.79	12.81
Ce2O3	28.72	28.73	28.59	28.74	28.53	29.00	28.33	28.25
Pr2O3	3.45	3.44	3.39	3.38	3.32	3.39	3.37	3.35
Nd2O3	12.78	12.62	12.68	12.63	12.61	12.73	12.84	12.77
Sm2O3	2.06	2.01	2.02	2.06	1.97	2.04	2.10	2.05
Gd2O3	1.44	1.34	1.32	1.31	1.19	1.33	1.37	1.36
Dy2O3	0.29	0.30	0.26	0.29	0.20	0.28	0.30	0.30
PbO	0.10	0.10	0.11	0.10	0.12	0.11	0.10	0.11
ThO2	4.65	4.94	5.30	5.01	5.63	5.05	5.08	4.86
UO2	0.91	0.92	0.98	0.87	1.04	0.93	1.03	1.02
Total	98.21	98.82	98.88	98.12	99.06	99.09	98.93	97.86
Si	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
P	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	0.98
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.00	1.01	1.01
Ca	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Y	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
La	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
Ce	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42	0.41	0.41
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Nd	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Sm	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Gd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sumatoria	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	1.00	0.98	1.00
Edad	298.99	299.45	303.58	298.17	320.91	310.85	290.41	309.61
1 sigma	6.64	6.36	6.02	6.44	5.78	6.33	5.98	6.20

Tabla 3- Datos de algunos análisis en monacita de la muestra FO1564, con sus respectivos parámetros asociados.

Nº de Grano	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11
SiO <sub>2</sub>	0.31	0.52	0.37	0.51	0.38	0.31	0.32	0.56	0.28	0.26	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29.85	29.76	29.78	29.92	30.00	29.96	30.23	29.79	29.43	29.59	30.18
SO <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	0.95	0.90	1.03	0.81	0.85	0.92	1.03	0.90	1.05	0.90	1.00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.54	1.08	1.69	0.64	0.20	0.36	1.11	0.34	0.30	0.21
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.94	12.88	13.06	12.49	13.05	12.97	12.56	12.81	13.04	13.60	13.21
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.78	28.78	28.40	28.70	29.16	28.97	28.29	28.46	28.57	29.30	28.82
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	3.35	3.21	3.32	3.34	3.35	3.36	3.27	3.38	3.39	3.41
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.89	12.82	11.95	12.27	12.83	13.16	13.07	12.32	12.75	12.81	12.94
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.26	2.07	1.90	1.91	2.18	2.29	2.30	2.08	2.19	2.15	2.23
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.44	1.42	1.50	1.50	1.52	1.66	1.67	1.63	1.57	1.50
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.35	0.49	0.60	0.39	0.28	0.32	0.55	0.34	0.32	0.25
PbO	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07
ThO <sub>2</sub>	4.64	5.43	5.46	4.96	4.60	4.60	4.68	5.23	5.14	4.29	5.01
UO <sub>2</sub>	0.27	0.14	0.25	0.20	0.20	0.24	0.24	0.14	0.31	0.28	0.25
Total	98.97	99.06	98.48	98.95	99.17	98.85	98.54	99.00	98.52	98.63	99.40
Si	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
P	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00	1.01	1.01
Ca	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Y	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
La	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19
Ce	0.42	0.41	0.41	0.41	0.42	0.42	0.41	0.41	0.42	0.43	0.41
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Nd	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.19	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18
Sm	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Gd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Dy	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
U	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	1.00	0.99	0.98
Edad	304.19	298.57	315.12	314.94	313.43	311.79	298.23	325.40	307.89	293.09	297.53
1 sigma	8.80	8.33	7.93	8.79	9.24	9.02	8.88	8.71	7.99	9.28	8.38

Nº de Grano	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21
SiO2	0.30	0.38	0.37	0.53	0.69	0.47	0.47	0.75	0.65	0.29
P2O5	30.02	28.11	29.73	29.52	28.96	29.24	29.88	28.63	28.93	29.96
SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	1.02	0.59	0.84	0.69	0.68	0.99	0.97	0.47	0.57	0.94
Y2O3	0.21	1.31	2.09	1.42	0.41	0.57	0.34	1.34	1.39	0.98
La2O3	13.44	13.56	13.35	12.74	13.26	12.55	12.84	14.19	14.07	12.34
Ce2O3	28.94	29.51	28.64	29.70	29.61	28.17	28.61	29.94	28.92	27.97
Pr2O3	3.33	3.29	3.24	3.45	3.45	3.34	3.37	3.29	3.23	3.30
Nd2O3	12.77	12.35	11.93	12.29	13.24	12.82	12.91	11.88	11.51	12.82
Sm2O3	2.15	1.60	1.89	1.80	2.20	2.20	2.12	1.68	1.68	2.35
Gd2O3	1.48	1.01	1.63	1.29	1.54	1.54	1.47	1.18	1.21	1.91
Dy2O3	0.27	0.44	0.77	0.51	0.32	0.36	0.30	0.53	0.49	0.59
PbO	0.08	0.07	0.06	0.06	0.05	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08
ThO2	4.92	3.55	4.39	4.37	4.24	5.51	5.12	4.21	5.11	4.70
UO2	0.27	0.19	0.18	0.16	0.10	0.20	0.19	0.08	0.14	0.31
Total	99.19	95.95	99.10	98.53	98.75	98.03	98.66	98.20	97.95	98.53
Si	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
P	1.00	0.98	0.99	0.99	0.98	0.99	1.00	0.97	0.98	1.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	1.01	0.99	1.00	1.01	1.00	1.01	1.02	1.00	1.01	1.01
Ca	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04
Y	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02
La	0.19	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.21	0.21	0.18
Ce	0.42	0.44	0.41	0.43	0.43	0.41	0.41	0.44	0.42	0.40
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Nd	0.18	0.18	0.17	0.17	0.19	0.18	0.18	0.17	0.16	0.18
Sm	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Gd	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Dy	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04
U	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sumatoria	0.98	1.01	1.00	0.99	1.00	0.99	0.98	1.00	0.99	0.98
Edad	322.53	370.94	308.33	313.72	235.49	305.97	316.52	329.45	323.33	313.29
1 sigma	8.50	11.56	9.78	9.86	10.20	8.02	8.53	10.82	8.92	8.63

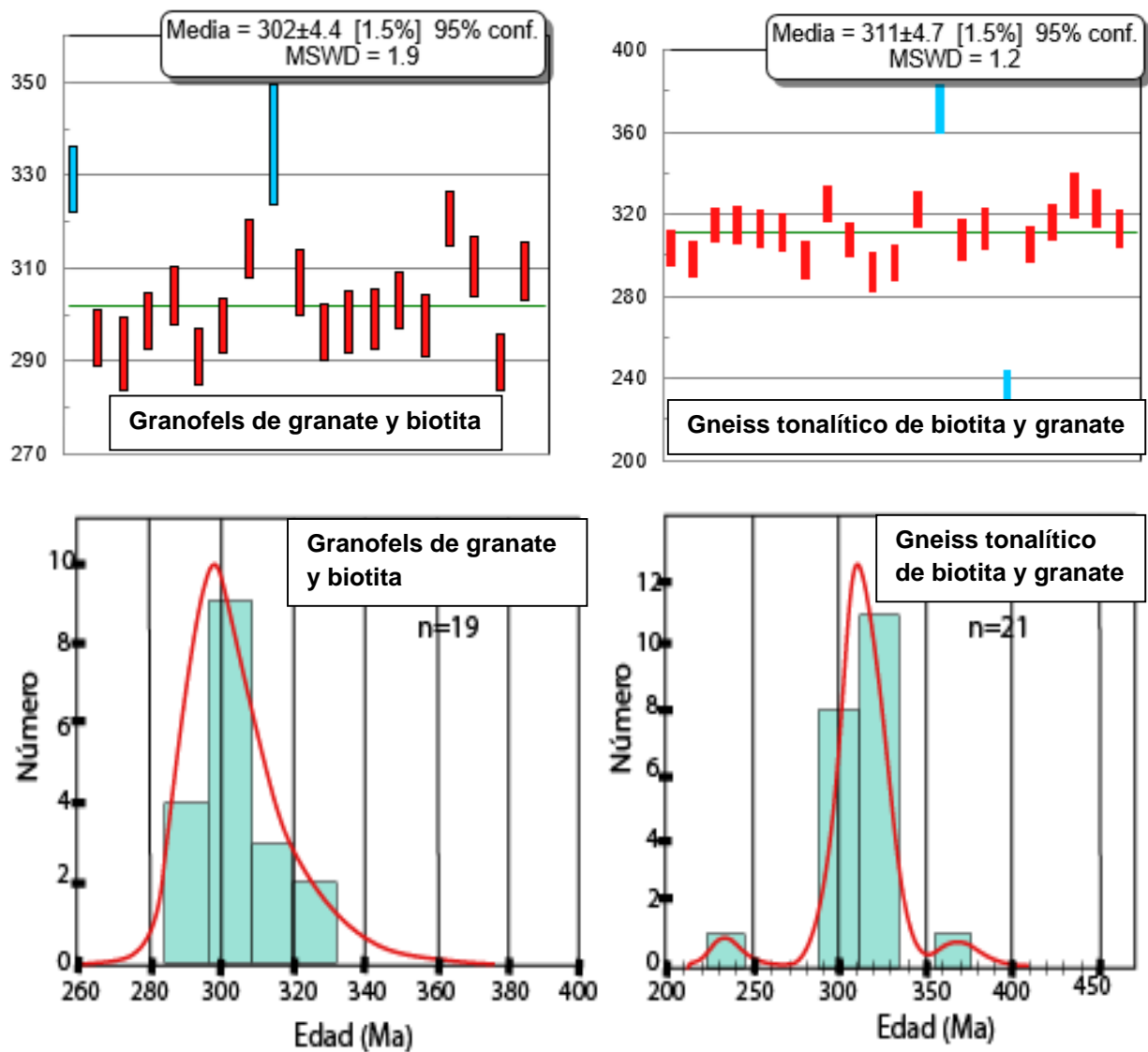


Figura 7.2- Gráfico de cajas con error de 1 sigma y diagrama de densidad de probabilidad (imagen inferior) utilizando Isoplot (Ludwig, 2003) para edades en monacita en el granofels y el gneiss tonalítico. Los rectángulos azules en el diagrama de caja representan datos erróneos. El promedio ponderado de las edades con un error asociado 1 sigma y un intervalo de confianza de 95% para el granofels y el gneiss tonalítico corresponden a  $302\pm4.4$  Ma y  $311\pm4.7$  Ma, respectivamente.

## 8 Discusión

El granofels de granate y biotita de la localidad de Las Cruces alcanzó un peak metamórfico de  $720 \pm 30^\circ\text{C}$  y una presión de  $4,5 \pm 1$  kbar, en la transición anfibolita-granulita. Esto indicado por la intersección de las isopletras de la fracción molar de cationes divalentes (Fe, Mg, Ca y Mn) en granate y #Mg en biotita (Figura 6.3). Las fases predichas para el peak metamórfico son fundido (entre 5-10% de volumen de la roca), cuarzo, plagioclasa, biotita, cordierita, granate (2-3%), magnetita e ilmenita. Dichas fases son concordantes con lo observado en descripciones petrográficas y sugieren un origen migmatítico para esta roca. Por ello es referida de ahora en adelante como el “melanosoma”, mientras que los gneisses tonalíticos en contacto con este último corresponderían al leucosoma, y los gneisses graníticos con presencia de cordierita y sillimanita (Creixell et al., 2006), podrían corresponder al mesosoma.

Evidencias de fusión parcial (Hartel y Pattison, 1996; Sawyer et al., 1999; Brown, 2002), estarían indicadas por agregados de cuarzo y plagioclasa entre cristales mayores, inclusiones de cuarzo anhedral presente en porfiroblastos de granate, y por último bandas leucocráticas de cuarzo y feldespato subparalelas a la foliación principal del melanosoma. Estas últimas corresponderían al leucosoma según la clasificación de Kriegsman (2001), y que presenta fases peritéticas como granate. Las bandas melanocráticas caracterizadas principalmente por la acumulación de cuarzo y plagioclasa, con cantidades variables de feldespato-K, biotita, granate, cordierita, sillimanita, ilmenita y magnetita, corresponden al melanosoma. Estas rocas corresponden a migmatitas de tipo estromáticas (Menhert, 1968), debido a la disposición paralela entre leucosoma y melanosoma.

El peak de condiciones P-T calculado para el melanosoma a partir de modelamiento termodinámico utilizando software Perple\_X, efectivamente corresponde al evento de metamorfismo de alto grado experimentado por la roca, se ha descartado un incremento posterior de temperatura, debido a que la fase mineral ortopiroxeno comenzaría a ser estable (Figura 6.5), y no se han reconocido vestigios de éste en las muestras estudiadas. Sin embargo, no se descarta que estas rocas

hayan alcanzado mayores presiones considerando que Sanhueza (1999) ha calculado presiones entre 6 a 7 kbar, y Creixell et al., (2006), presiones de  $6,1 \pm 2,2$  kbar. Ambos autores utilizaron geotermóbarómetros de granate y biotita.

La trayectoria presión-temperatura-tiempo se ajusta mejor en un sentido horario, donde el núcleo rico en Ca en el granate, se puede interpretar como la preservación de una zonación de crecimiento, favorecida probablemente por la baja difusividad intracristalina del Ca. Los perfiles relativamente suaves de los otros componentes (Fe, Mg y Mn) en la zona interna del granate indican que se habría producido una homogenización por difusión en condiciones de alto grado.

La roca además presenta evidencias de un metamorfismo retrogrado. Es posible restringir dicho evento con la pseudosección construida (Figura 6.5), a temperaturas menores a  $560^{\circ}\text{C}$ , a partir de las asociaciones minerales observadas en descripciones petrográficas (Anexo B), que comprenden fases retrogradas principalmente de mica blanca y clorita.

## **Edad de metamorfismo**

Datación Th-U-Pb en monacita de las muestras FO1563 (leucosoma; gneiss tonalítico) y FO1564 (melanosoma; granofels) indican edades de  $311 \pm 4.7$  Ma y  $302 \pm 4.4$  Ma, respectivamente, correspondientes a Pennsylvaniano (Carbonífero tardío). Los valores de  $\text{Y}_2\text{O}_3$  en estas rocas muestran casi en su totalidad contenidos de  $\text{Y}_2\text{O}_3$  menores a 1 wt% (véase Tabla 2 y Tabla 3). Massonne (2014) argumenta que contenidos de  $\text{Y}_2\text{O}_3$  bajo a 1 wt%, indicarían crecimiento de monacita durante o después del granate, debido a que este último almacenaría la mayoría del Y. Por lo tanto, esta edad podría ser interpretada como la edad del evento metamórfico de alto grado. Por lo tanto, la fusión parcial de la corteza continental fue contemporáneo con el emplazamiento del Batolito de la Costa de edad Pennsylvaniano (Hervé et al., 2013; Deckart et al., 2014).



## Consideraciones geodinámicas

El ambiente geodinámico durante el Carbonífero-Pérmico está ligado principalmente a procesos de subducción (Charrier et al., 2007) y estudios de diversos autores (ej. Muñoz Cristi, 1962), indican que las rocas pertenecientes al Batolito de la Costa tendrían una signatura calcoalcalina. De acuerdo a la composición isotópica de los miembros extremos félsicos, estas rocas habrían derivado de fusión cortical (Parada et al., 1999).

La mineralogía y química de roca total (anexo A) del melanosoma y leucosoma (con índices de saturación de aluminio de 1,25 y 1,23, respectivamente) y la presencia de cordierita y sillimanita en el melanosoma sugiere que la composición del protolito de estas rocas correspondería principalmente a rocas peraluminosas: metasedimentos o granitoides peraluminosos. La ocurrencia de metagranitoides y migmatitas en estas rocas ha sido interpretado como el resultado de metamorfismo de granitoides en niveles profundos de la corteza continental (Creixell et al., 2006).

A partir de la presión calculada de  $4,5 \pm 1$  kbar se estima que el evento metamórfico de alto grado en estas rocas ocurrió a una profundidad aproximada entre 11-17 Km, experimentando un proceso de fusión parcial de la corteza continental, que podría ser producto de deshidratación de minerales como muscovita y/o biotita, y que fue favorecido por desplazamiento de las isothermas producto de las intrusiones que dieron origen al Batolito Costero.

El batolito paleozoico tardío y las rocas metamórficas que afloran en Las Cruces muestran evidencias de un emplazamiento sintectónico. Según Creixell et al., (2006), este estilo de deformación es dominado por strain plano con abundantes indicadores locales de cizallamiento contraccional coetáneo con el emplazamiento de los plutones. Observaciones de terreno dan cuenta de indicadores de cizalle locales tales como zonas con deflexión de foliación en los gneisses. La fuerte tendencia NW de las rocas y E-W en la localidad misma de Las Cruces (Figura 4.5), con foliaciones subverticales, ha sido asociada a zonas de cizalle subverticales, que en algunos casos hacen el contacto entre diferentes facies plutónicas (Creixell et. al., 2006). Tales zonas

servirían como conductos para el ascenso de fundido de niveles profundos a niveles más someros de la corteza (Handy et al., 2001), y además representarían una relación de realimentación entre los granitoides productos de los fundidos y estas zonas de cizalle, donde la presencia de fundidos en niveles profundos de la corteza, produciría altos strain que permitirían la formación de estas zonas (Brown y Solar, 1998). Por lo tanto, es probable que el emplazamiento del Batolito de la Costa y de las rocas que afloran en el sector de Las Cruces, ocurrieran a través de zonas de cizalle subverticales.

De acuerdo a las observaciones realizadas, datos obtenidos y consideraciones geodinámicas, se propone la siguiente evolución para las migmatitas de Las Cruces.

- 1) En un ambiente geodinámico dominado por procesos de subducción, durante el Pennsylvaniano (300-315 Ma), las rocas pertenecientes a la corteza continental se mantienen calientes, debido a los gradientes geotérmicos altos consistentes con los modelos de subducción. La muestra FO1563 (melanosoma; granofels de granate y biotita) alcanza el peak de metamorfismo a los 720°C y 4,5 Kbar, con una profundidad aproximada de 14 Km, llegando a la transición de facie anfibolita-granulita, siendo sometida a fusión parcial, producto de deshidratación de minerales como muscovita y/o biotita, y producto del emplazamiento coetáneo del Batolito de la Costa (Figura 8.1). Los conductos para el emplazamiento de estos fundidos, posiblemente ocurrió a través de zonas de cizalle subverticales (Creixell et al., 2006).
- 2) Las rocas sufren un enfriamiento con temperaturas menores a 560°C (Figura 6.4), evidenciados en descripciones petrográficas donde el granate es reemplazado en los bordes y fracturas por mica blanca y clorita. Dicho enfriamiento sería producto de deshidratación de estas rocas, y de su consecuente exhumación. Este último podría asociarse a la extensión NNW-

SSE durante el Jurásico (entre los 157-141 Ma) (Creixell, 2007). Creixell (2007) sugiere una posible similitud con domos gnéisicos extensionales, donde se produce extensión pervasiva a lo largo de un área, que permite exhumación de porciones profundas de la corteza, y que exhumaría las rocas de Las Cruces.

- 3) Edades de traza de fisión en apatito obtenidas en rocas paleozoicas del sector costero (Gana y Zentilli, 2000), cercanas a 100 Ma, documentarían un proceso de exhumación que podría relacionarse a alzamiento e inversión tectónica, que sería contemporáneo con el enfriamiento y exhumación del Plutón Caleu en la vertiente oriental de la cordillera de la costa (Parada et al., 2005). Dicho evento exhumaría las migmatitas en Las Cruces (Creixell, 2007).

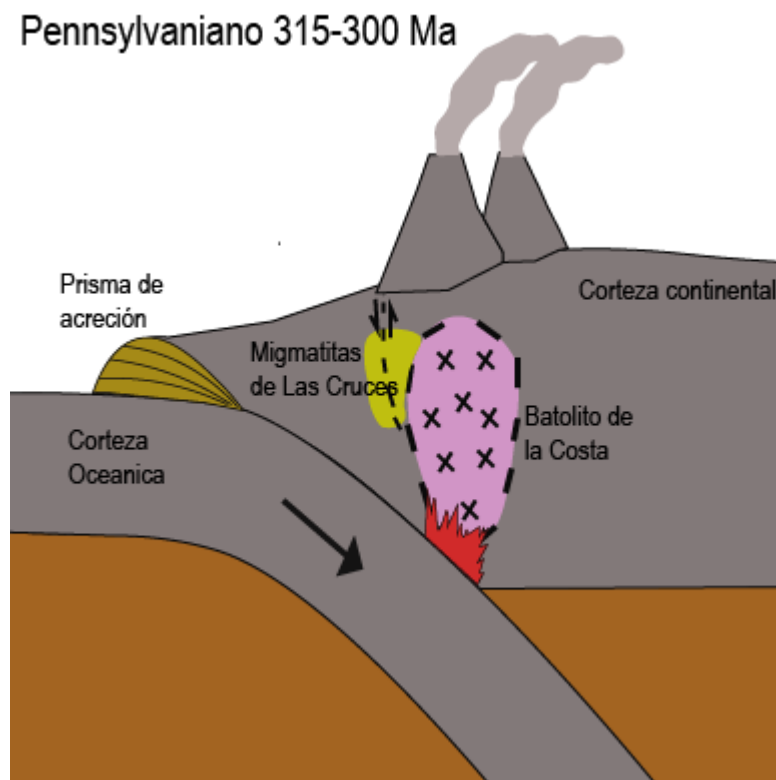


Figura 8.1- Modelo esquemático de formación de las migmatitas que afloran en Las Cruces (color amarillo), contemporáneo con el emplazamiento del Batolito de la Costa y posiblemente formadas en los márgenes del plutón.

## 9 Conclusiones

- 1) El modelamiento termodinámico de la composición del granofels de granate y biotita (muestra FO1563) y de sus minerales, en el sistema MnNCKFMASHTO, permiten acotar las condiciones de presión y temperatura de metamorfismo de esta roca. Esta muestra habría experimentado grados de fusión parcial y recristalización por lo que se interpreta como melanosoma.
- 2) El peak de metamorfismo queda acotado a los 720°C-4,5 kbar, indicado por la intersección de isópletas de fracciones molares de cationes divalentes (Fe, Mg, Ca y Mn) en granate y #Mg en biotita. Este evento ocurre en facies transicionales Anfibolita-Granulita. En estas condiciones ocurre la fusión parcial de la corteza continental a una profundidad estimada entre 11 y 17 Km, entre los 315-300 Ma y que sería contemporáneo con el emplazamiento del Batolito de la Costa.
- 3) Se confirma un origen migmatítico de la roca, con un potencial de haber generado un volumen de fundido entre 5-10%. Fases predichas por el modelamiento termodinámico son cuarzo, plagioclasa, biotita, cordierita, fundido, granate (2-3%), magnetita e ilmenita, que son observadas en la roca.
- 4) Leucosomas compuestos mayoritariamente por cuarzo y plagioclasa indican una composición modal trondhjemitica. También se encuentra granate peritético en el leucosoma. El melanosoma compuesto principalmente de cuarzo y plagioclasa, con contenidos variables de feldespato-K, biotita, granate, cordierita y sillimanita.
- 5) La disposición principalmente paralela entre leucosoma y melanosoma, indican que esta roca corresponde de acuerdo a la clasificación de Mehnert, (1968) a una migmatita de tipo estromática. Sin embargo, en la zona de estudio también ocurren migmatitas de tipo nebulítica.
- 6) En la localidad de las Cruces se preservan evidencias de procesos de fusión parcial de rocas metasedimentarias y/o granitoides peraluminosos

durante el emplazamiento de granitoides pertenecientes al Batolito de la Costa. La anatexis de rocas de cajas produjeron segregaciones de tonalitas de biotita y granate que posiblemente representan un componente de contaminación o asimilación cortical en los márgenes de plutones.

## 10 Referencias

- Aguirre, L., Hervé, F. & Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, (9), 7-19.
- Bea, F., Montero, P., Garuti, G. & Zacharini, F. (1997). Pressure-dependence of rare earth element distribution in amphibolite-and granulite-grade garnets. A LA-ICP-MS study. *Geostandards Newletters*, 21(2), 253-270.
- Brandelik, Andreas (2009). CALCMIN – an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computer & Geosciences*, 35(7), 1540-1551.
- Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 25-40.
- Brown, M. & Solar, G. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20, 1365-1393. Doi: 10.1016/S0191-8141(98)00074-1
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication*, 21-114.
- Connolly, J. (1990). Multi-variable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290(6), 666-718.
- Connolly, J. & Kerrick, D. (1987). An algorithm and computer program for calculating composition phase diagrams. *Calphad* (11), 1-55. Doi: 10.1016/0364-5916(87)90018-6
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F., Hervé, M. (1976). Edades provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. En: 1° Congreso Geológico Chileno (pp. F213-F221), Santiago, Chile: Departamento de Geología, Universidad de Chile. Recuperado de: <http://biblioteca.ternageomin.cl/opac/DataFiles/28898.pdf>
- Creixell, C. (2007). *Petrogénesis y emplazamiento y de enjambre de diques máficos de Chile Central (30°-33°45')*: Implicancias tectónicas en el desarrollo del arco Jurásico-Cretácico temprano. (Tesis doctoral). Universidad de Chile. Santiago.
- Creixell, C., Parada, M. & Morata, D. (2006). Contrasting tectono-magmatic styles in the Late Paleozoic and Middle Jurassic batholiths of central Chile. En: XI

- Congreso Geológico Chileno (pp. 189-192). Antofagasta, Chile. Recuperado de: [http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/11769v1pp189\\_192.pdf](http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/11769v1pp189_192.pdf)
- Creixell, C., Parada, M., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C. & Pérez de Arce, C. (2006). Syntectonic emplacement of the Concon Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33°S). *Tectonophysics* 425 (1-4), 101-122. Recuperado de: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/124814>
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C. Mark, Ramírez, V., Calderón, M., & Godoy, E. (2014). U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean geology*, 41(1), 49-82. Doi: 10.5027/andgeoV41n1-a03
- Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. (1962). Rock forming minerals: Sheet Silicates. London: Longman.
- Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. (1992) An introduction to the Rock Forming Minerals. London: Longman.
- Duncan, R., Hooper, P., Rehacek, J., Marsh, J. & Duncan, A. (1997). The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, 102(B8), 18127-18138. Doi: 10.1029/97JB00972
- Gana, P. & Tosdal, R. (1996). Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23(2), 151-164. Doi: 10.5027/andgeoV23n2-a04
- Gana, P., & Zentilli, M. (2000). Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. En: IX Congreso Geológico Chileno (pp. 664-668). Puerto Varas, Chile. Recuperado en: [http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/10072v2pp664\\_668.pdf](http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/10072v2pp664_668.pdf)
- Godoy, E. (1970). *Estudio petrográfico del granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto*. (Tesis pregrado). Universidad de Chile, Santiago.
- Godoy, E. & Loske, W. (1988). Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la Fase Quintay. *Revista Geológica de Chile* 15(2), 119-127. Doi: 10.5027/andgeoV15n2-a02
- Handy, M., Mulch, A., Rosenau, M. & Rosenberg, C. (2001). The role of fault zones and melts as agent of weakening, hardening and differentiation of the continental crust: a synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 186, 305-332. Doi: 10.1144/GSL.SP.2001.186.01.18



- Hartel, T., & Pattison, D. (1996). Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibolite: the importance of quartz to reaction progress. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(5), 591-611. Doi: 10.1046/j.1525-1314.1996.00404.x
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Pankhurst, R. & Godoy, E. (2013). Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23(3), 1122–113. Doi: 10.1016/j.gr.2012.06.016
- Hervé, F., Davison, J., Godoy, E., Mpodozis, C. & Covacevic, V. (1981). The Late Palaeozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Revista da Academia do Ciencias Brasil*, 53(2), 361-363.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. & Drake, R. (1985). Granitoids of the Coast Range of Central Chile: Geochronology and geologic setting. *Comunications*, 35, 105-108.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. & Drake, R. (1988). Granitoids of the Coast Range of Central Chile: Geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 105-108. Doi: 10.1016/0895-9811(88)90036-3
- Kriegsman, L. (2001). Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1), 75-96. Doi: 10.1016/S0024-4937(00)00060-8
- Lanzirotti, A. (1995). Yttrium zoning in metamorphic garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19), 4105-4110. Doi: 10.1016/0016-7037(95)00320-Y
- Linohut, K., (2007). Tripartite división of the system  $2\text{REEpo}_4\text{-CaTh(PO}_4)_2\text{-2ThSiO}_4$  disdecoration of brabantite, and recognition of cheralite as the name of members dominated by  $\text{CaTh(PO}_4)_2$ . *The Canadian Mineralogist*, 45, 503-508. Recuperado en: [https://rruff.info/uploads/CM45\\_503.pdf](https://rruff.info/uploads/CM45_503.pdf)
- Ludwig, K. (2003). Isoplot, rev. 3.75. A geochronological toolkit for microsoft excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 5, 1-75.
- Mehnert, K. (1968). *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Amsterdam: Elsevier.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2(3), 277-311. Doi: 10.1093/petrology/2.3.277

- Massone, H. (2014). Wealth of P–T–t information in medium-high grade metapelites: Example from the Jubrique Unit of the Betic Cordillera, S. Spain. *Lithos*, 2009-2008, 137-15. Doi: 10.1016/j.lithos.2014.08.027
- Montel, J., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. & Provost, A. (1996). Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131(1-4), 37-53.
- Mpodozis, C. & Kay, S. (1992). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28° to 31° S). *GSA Bulletin*, 104(8), 999-1014.
- Mpodozis, C. & Ramos, V. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 481-497. Recuperado en: [http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0004-48222008000400003](http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222008000400003)
- Muñoz Cristi, J. (1962). Comentarios sobre los granitos chilenos. En: Sociedad Geológica de Chile. *Resúmenes de los trabajos presentados en sesiones académicas*, (pp. 6-7). Santiago, Chile. Recuperado en: [https://www.bcn.cl/catalogo/detalle\\_libro?bib=254975&n=1](https://www.bcn.cl/catalogo/detalle_libro?bib=254975&n=1)
- Muñoz Cristi, J. (1964). Estudios petrográficos y petrológicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 20(20-21), 5-93. Recuperado en: <https://revistas.uchile.cl/index.php/AFCFM/article/view/37226/38793>
- Olsen, S. (1985) Mass balance in migmatites. En: Ashworth, J. *Migmatites*, (pp. 145-179). Boston: Springer. Recuperado en: [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4613-2347-1\\_4](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4613-2347-1_4)
- Parada, M., Feraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D. & Larrondo, P. (2005). Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162, 273-287. Recuperado en: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/124590>
- Parada, M., Nystrom, J., Levi, B. (1999). Multiples sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S). Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications *Lithos*, 46(3), 505-521.
- Pyle, J. & Spear, F. (1999). Yttrium zoning in garnet: coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1(6), 1-49.

- Renne, P., Ernesto, M., Pacca I., Coe, R., Glen, J., Prévot, M. & Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258(5084), 975-979.
- Sanhueza, L. (1999). Características petrográficas y mineralógicas de las rocas del sector Las Cruces-Punta Tres Cruces (33° 30' Lat.S) Región de Valparaíso: Implicancias petrogénéticas. (Tesis pregrado). Universidad de Chile, Santiago.
- Sawyer, E. (1999). Criteria for the Recognition of Partial Melting. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24(3), 269-279.
- Sawyer, E. (2008) *Working with migmatites*. Canada: Mineralogical Association of Canada.
- Scheuber, E. & Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26° S): a history of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895-910. Doi: 10.1029/1999TC900024
- Sederholm, J. (1907) Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. Helsingfors: Bulletin de la Commission Géologique de Finlande.
- Servicio Nacional de Geología y Minería. (2003). *Mapa Geológico de Chile, Versión Digital*. Santiago de Chile: SERNAGEOMIN. Recuperado en: <http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf>
- Siña, A. (1987). *Geología y petrogénesis de las rocas plutónicas del batolito de la costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile Central, 33° 30' S), región de Valparaíso*. (Tesis pregrado). Universidad de Chile, Santiago.
- Smith, H. & Barreiro, B. (1990). Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(5), 602-615. Doi: 10.1007/BF00302498
- Vernon, R. & Clarke, G. (2008). *Principles of Metamorphic Petrology*. New York: Cambridge University Press.
- Webber, J., Kepreis, K., Webb, L., Cembrano, J., Morata, D., Kepreis, G. & Arancibia, G. (2015). Deformation and magma transport in a crystallizing plutonic complex, Coastal Batholith, central Chile. *Geosphere*, 11(5), 1401-1426.

- Williams, M. & Jercinovic, M. (2002). Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology*, 24(6-7), 1013-1028. Doi: 10.1016/S0191-8141(01)00088-8
- Winter, J. (2010). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Education.

# **ANEXO A**

*Química de roca total*

Tabla 4-Química de roca total de las muestras FO1563 y FO1564 realizada con XRF. FO1563\* corresponde a la química recalculada para la construcción de la pseudosección.

Muestra	FO1563	FO1563*	FO1564
Elementos Mayores (%peso)	Análisis	Recálculo	Análisis
SiO <sub>2</sub>	74.759	74.679	72.328
TiO <sub>2</sub>	0.821	0.820	0.731
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.041	11.029	14.596
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.305		3.741
FeO		3.870	
MnO	0.123	0.123	0.052
MgO	1.230	1.229	0.844
CaO	2.911	2.784	3.362
Na <sub>2</sub> O	1.572	1.570	2.771
K <sub>2</sub> O	0.870	0.869	1.082
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.094		0.035
O <sub>2</sub>		0.030	
H <sub>2</sub> O		2.997	
Total	97.726	100.000	99.542

## **ANEXO B**

*Descripciones petrográficas al microscopio*

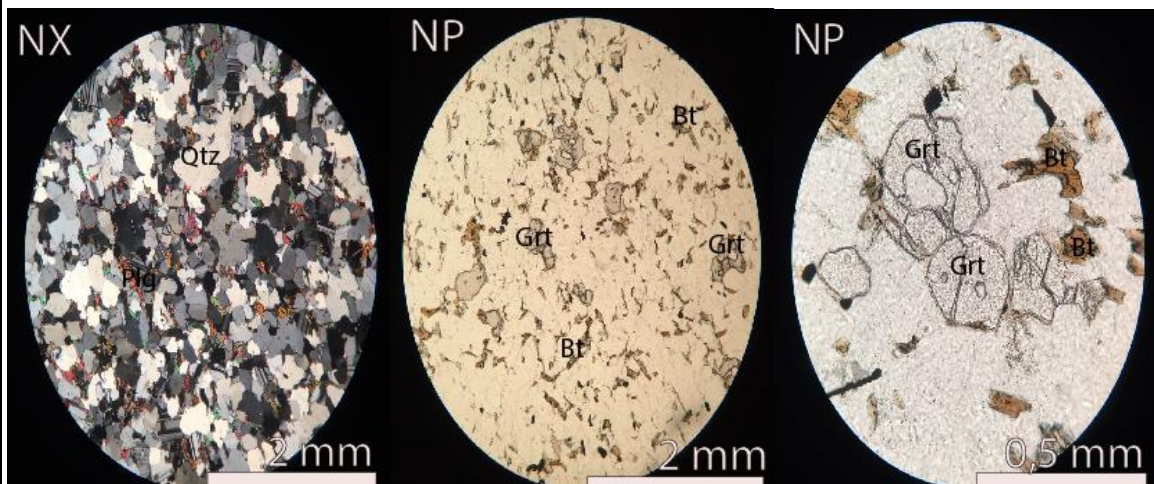


**Muestra: FO1563**

**Nombre: Melanosoma/ granofels de granate y biotita**

**Ubicación: 33°30'05,1" S y 71°37'15,0" W**

Roca de textura granoblástica de grano fino (<1 mm). Compuesta principalmente de un mosaico poligonal de cuarzo (65%) con extinción ondulosa y plagioclasa (24%) fracturada, con macla polisintética. Cristales de granate (<3%) anhedrales y fracturados, en estas últimas y en los bordes del mineral presenta principalmente biotita y en menor medida reemplazo parcial por mica blanca y clorita. Presenta inclusiones de cuarzo y biotita. Cristales de biotita (8%) se encuentran moderadamente orientados, y con tamaños variables entre <0,1-0,5 mm, presentan exsolución de rutilo y una porción de ellas (2%) presenta una alteración leve-moderada a clorita. Como mineral accesorio se denota la presencia de monacita y opacos con tamaños <0,2 mm, una gran parte de estos últimos se presentan con formas alargadas y moderadamente orientados. Cúmulos de cristales de menor tamaño compuesto de cuarzo, plagioclasa fracturada y/o biotita se disponen alrededor de cristales de cuarzo de mayor tamaño. En algunos sectores estos agregados se encuentran junto a mica blanca, y biotita cloritizada. La roca presenta una vetilla de espesor de 6 mm compuesta de turmalina+ óxidos de hierro+ cuarzo+ mica blanca con halo compuesto de cuarzo+ plagioclasa+ mica blanca.

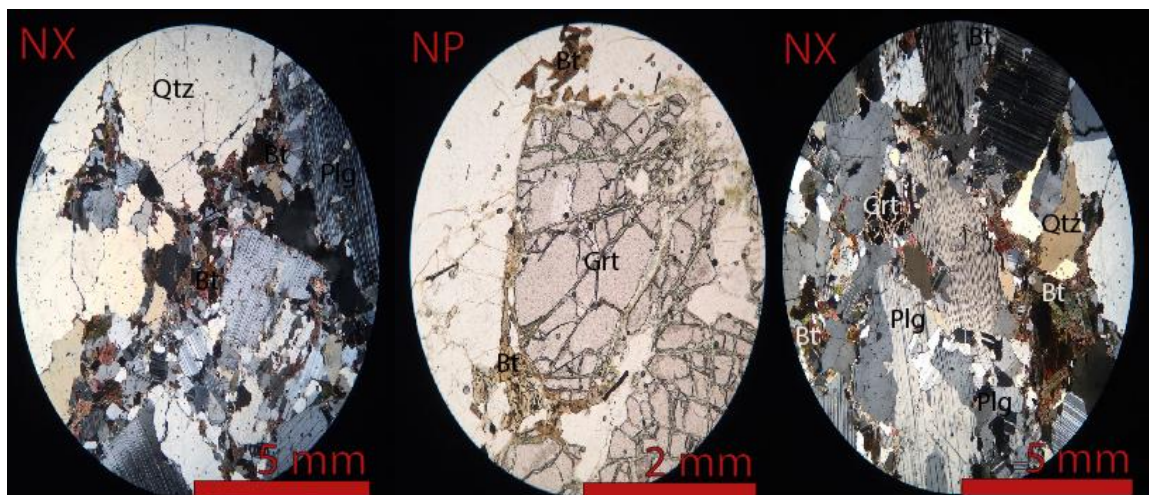


**Muestra: FO1564**

**Nombre: Gneiss tonalítico de biotita y granate**

**Ubicación: 33°30'05,1" S y 71°37'15,0" W**

Roca de grano medio-grueso (2-6mm) de textura granoblástica seriada, composición tonalítica compuesta de plagioclasa (47%), cuarzo (37%) y feldespato potásico (3%). La plagioclasa se presenta fracturada, anhedral a subhedral y con maclas de albita bastante deformadas, además presentan inclusiones de cuarzo y plagioclasa de menor tamaño. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulosa y está frecuentemente recrystalizado. Biotita (10%) se presenta en cúmulos intergranulares, diseminada, o como inclusiones en cuarzo y granate, los cristales son anhedrales a subhedral con tamaños entre 0,1-1 mm, que muchas veces presentan exsolución de rutilo y levemente cloritizado. Los cristales de granate (3%) son anhedral, fracturados, con inclusiones de cuarzo y biotita, y con reemplazo por clorita y/o mica en las fracturas, mientras que en los bordes se encuentra rodeada por biotita con mica blanca. Cristales de menor tamaño (0,2-0.5 mm) forman cúmulos compuestos de cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y ocasionalmente junto a mica blanca, este último sugiere un reemplazo de feldespatos. Como minerales accesorios se denota la presencia de monacita dentro de plagioclasa y cuarzo.

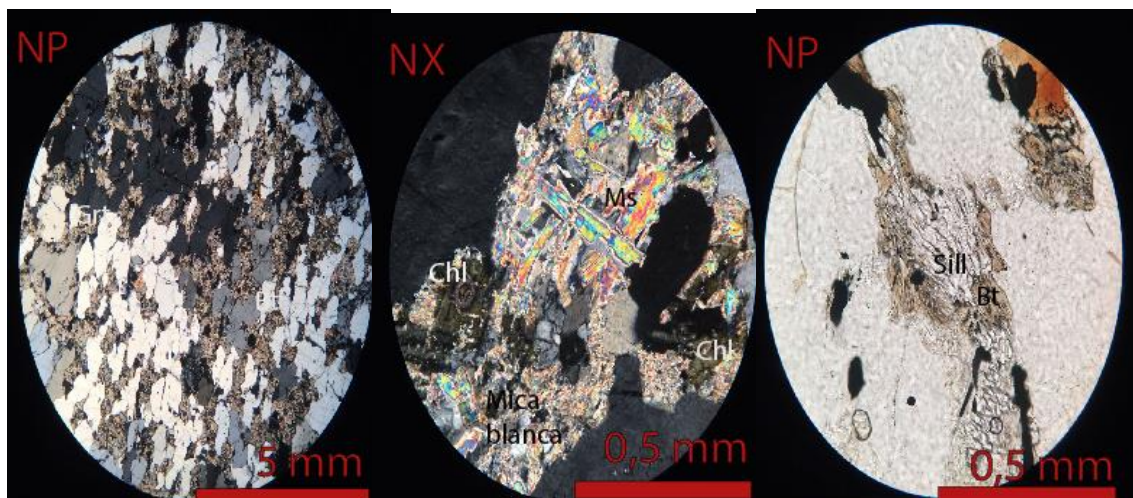


**Muestra: FO16311**

**Nombre: Melanosoma/ granofels de sillimanita y granate**

**Ubicación: 33°30'6,4" S y 71°37'14,5" W**

Roca de grano fino a medio de textura granoblástica seriada, compuesta principalmente de cuarzo (>60%), generalmente con extinción ondulosa, y feldespato, los cuales se encuentran alterados pervasivamente a mica blanca junto con cantidades menores de clorita. Cristales de biotita (4%) de color rojizo, anhedral a subhedral, se disponen como acumulados intergranulares o de manera diseminada, moderadamente orientada, frecuentemente con exsolución de rutilo, y en algunos casos alterada a clorita. Cristales de sillimanita (1%) euhedrales, con tamaños entre 0,5-0,7 mm, y generalmente reemplazados completamente por mica blanca. Granate (1%) fracturado, y con reemplazo de clorita y mica blanca en las fracturas. Alrededor del cuarzo, cristales de menor tamaño forman cúmulos compuestos de plagioclasa fracturada (3%) con macla de albita junto a cuarzo, y que puede estar acompañada de mica blanca, biotita, opacos, y clorita. Este último como reemplazo pervasivo de plagioclasa. Minerales accesorios incluyen monacita y apatito dentro de cuarzo, plagioclasa y biotita.





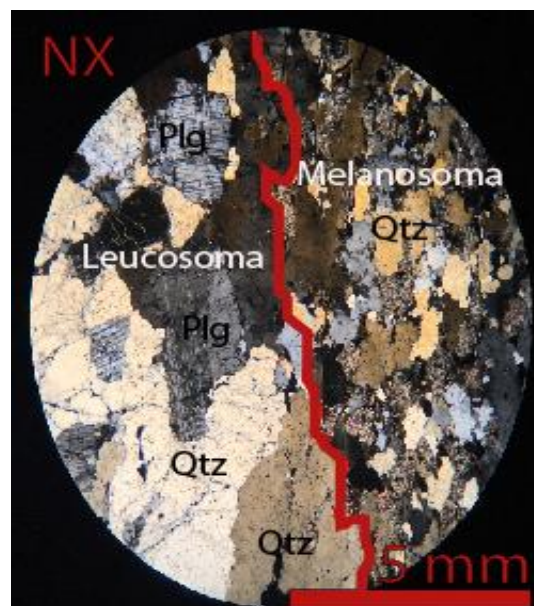
**Muestra: FO16310**

**Nombre: Contacto melanosoma-leucosoma**

**Ubicación: 33°30'6" S y 71°37'15,3" W**

El leucosoma corresponde al gneiss tonalítico de biotita y granate. Es de grano medio-grueso (2-5mm), compuesta principalmente de cuarzo (60%) anhedral y plagioclasa (40%) fracturada, con maclas de albita con leve deformación, con inclusiones de cuarzo de menor tamaño y con alteración muy leve a mica blanca. Granate (4%) con bordes y fracturas rellenas por clorita con menor mica blanca y biotita levemente cloritizada. La plagioclasa de menor tamaño (0,5-1 mm) forma cúmulos, que se disponen entre los contactos intergranulares de cristales de mayor tamaño.

Alrededor del leucosoma comienza la aparición del melanosoma, en el cual se observa una disminución del tamaño de los cristales, el cuarzo se hace más granular y con tamaños menores a 2,5 mm. También comienza alrededor del cuarzo la aparición de agregados de minerales compuestos de plagioclasa fracturada frecuentemente asociado con clorita, biotita cloritizada y mica blanca. Este último podría sugerir el reemplazo de feldespatos. Desaparece la presencia de granate. El melanosoma está compuesto principalmente de cuarzo y los agregados minerales.

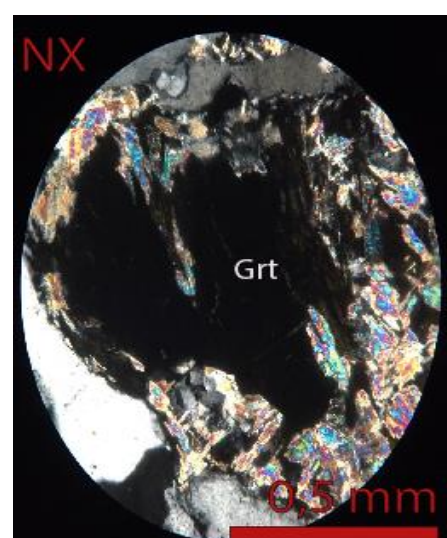
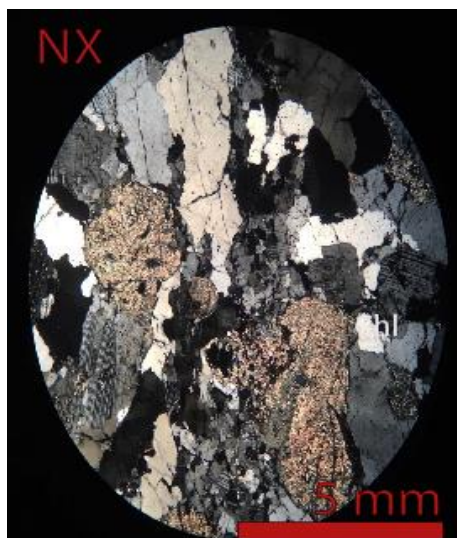


**Muestra: F016305**

**Nombre: Gneiss granítico de biotita y granate**

**Ubicación: 33°30'6.8" S y 71°37'18,7" W**

Roca de grano medio-grueso (hasta 5 mm) de textura granoblástica seriada, compuesta de cuarzo (45%), plagioclasa (30%) y feldespato-k (25%). El cuarzo se presenta en cristales anhedral y con extinción ondulosa. La plagioclasa se encuentra fracturada, con macla de albita y con una alteración muy leve a mica blanca, las más pequeñas se presentan fracturadas y en forma de cúmulos (5%) junto con cantidades menores de cuarzo, en los bordes de los contactos entre minerales de mayor tamaño. Feldespato-K anhedral, con alteración pervasiva (90-100%) de mica blanca y muscovita, dentro de estos se reconocen agregados prismáticos compuestos de biotita subhedral. Cristales de biotita (3%) se disponen en cúmulos orientados o como cristales subhedral, con tamaños entre 0,5-1,3 mm, y alterados a clorita reconocido por su color de interferencia muy oscuro. Granate (1%) con tamaños de 0,8 mm, de mala integridad, anhedral, presenta un reemplazo por clorita, mica blanca y/o muscovita en los bordes y en las fracturas. Minerales opacos (3%) con tamaños de hasta 0,7 mm a lo largo de toda la roca, algunos presentan unas formas más alargadas. Se reconoce agregados de color oscuro (<3%), compuesto principalmente de biotitas con inclusiones de rutilo, cloritizadas con color de interferencias oscuros junto a mica blanca. Minerales accesorios corresponden a monacita y apatito.



# **ANEXO C**

*Archivos Perple\_X*

## Muestra FO1563

hp02ver.dat      thermodynamic data file

print      | print generates print output

plot      | no\_plot suppresses plot output

solution\_model1.dat      solution model file, blank = none

FO1563

perplex\_option.dat      computational option file

5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded  
min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 number component transformations

15 number of components in the data base

1 component amounts, 0 - molar, 1 weight

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 06

0 unused place holder, post 05

0 ifug EoS for saturated phase



2 gridded minimization dimension (1 or 2)

0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)

0.00000 0.00000 0.00000 0.00000 0.00000 Geothermal gradient polynomial  
coeffs.

begin thermodynamic component list

SiO2	1	74.6790	0.00000	0.00000	weight amount
TiO2	1	0.82000	0.00000	0.00000	weight amount
Al2O3	1	11.0290	0.00000	0.00000	weight amount
FeO	1	3.87000	0.00000	0.00000	weight amount
MgO	1	1.22900	0.00000	0.00000	weight amount
CaO	1	2.78400	0.00000	0.00000	weight amount
Na2O	1	1.57000	0.00000	0.00000	weight amount
K2O	1	0.86900	0.00000	0.00000	weight amount
MnO	1	0.12300	0.00000	0.00000	weight amount
H2O	1	2.99700	0.00000	0.00000	weight amount
O2	1	0.03000	0.00000	0.00000	weight amount

end thermodynamic component list

begin saturated component list

end saturated component list

begin saturated phase component list

end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list

end independent potential list

begin excluded phase list

tip

qfm

mthm

zo

ab

cumm

grun

ann1

mic

end excluded phase list

begin solution phase list

Gt(HP)

Opx(HP)

IlGkPy

hCrd

MtU1(A)

St(HP)

Pheng(HP)

Ctd(HP)

Mica(M)

feldspar

Ep(HP)

Omph(HP)

GlTrTsPg

TiBio(HP)

Chl(HP)

melt(HP)

end solution phase list

10000.	1073.0	0.00000000	0.0000	0.0000	max p, t, xco2, u1, u2
1000.0	773.00	0.00000000	0.0000	0.0000	min p, t, xco2, u1, u2
0.0000	0.0000	0.00000000	0.0000	0.0000	unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables

## **ANEXO D**

*Formulas estructurales de minerales  
(Archivo tipo Excel)*

